

# PERM

TADEUSZ M. PERYT, HUBERT KIERSNOWSKI

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
PERM	loping	czangsing	251,902 ±0,024
		wucziaping	254,14 ±0,07
	gwadalup	kapitan	259,51 ±0,21
		word	264,28 ±0,16
		road	266,9 ±0,4
	cisural	kungur	274,4 ±0,4
		artinsk	283,3 ±0,4
		sakmar	290,1 ±0,26
		assel	293,52 ±0,17
			298,9 ±0,15

## Wstęp

Tadeusz M. Peryt, Hubert Kiersnowski

W przeciwieństwie do trójdzielnej podziału permu w globalnej skali stratygraficznej, perm środkowoeuropejski jest wyraźnie dwudzielny („dyas” – Marcou, 1859; Geinitz, 1861–1862) i obejmuje czerwony spągowiec i cechsztyń (odpowiednio: „dyas dolny” i „dyas górny” – Menning i in., 2022). Terminy „czerwony spągowiec” i „cechsztyń” wywodzą się z terminologii górniczej: były one używane przez górników eksploatujących rudy miedzi w rejonie Mansfeldu do oznaczenia, odpowiednio, utworów zalegających poniżej łupku miedzionośnego i twardych skał występujących nad łupkiem miedzionośnym, w których zakładano szyby górnicze (Agricola, 1557 *fide* von Struensee, 2020). Czerwony spągowiec rozpoczyna się wraz z pojawieniem się osadów barwy czerwonej, występujących ponad osadami barwy szarej górnego karbonu; chronostratygraficznie w niektórych basenach sedimentacyjnych najniższa część czerwonego spągowca to górny karbon.

W starszej literaturze przyjmowano, że czerwony spągowiec to perm dolny, a cechsztyń – perm górny (np. Sokołowski, 1968). W Europie zachodniej dolną część czerwonego spągowca określano jako autun, a górną – sakson, natomiast turyng – odpowiednik cechsztyńu morskiego – był uważany za piętro permu górnego (S. Kozłowski w: „Słownik...”, 1968). Obecnie wiadomo, że czerwony spągowiec to litofacja czerwonych skał klastycznych pochodzenia lądowego, powstała w cisuralu, gwadalupie i lopingu, natomiast utwory cechsztyńu (głównie facje ewaporatowe i węglanowe) powstały w lopingu (z wyjątkiem jego najniższej części; fig. 1). W Niemczech przyjmuje się wiek granicy cechsztyńu i czerwonego spągowca, wyznaczonej na podstawie danych numerycznych i wieku Re-Os łupku miedzionośnego w Sangerhausen, na ~257,6 mln lat (Brauns i in., 2003; Menning i in., 2022: s. 69), chociaż ta izochrona może dotyczyć wymieszanych składników (Alderton i in., 2016).

W marginalnych częściach zbiornika cechsztyńskiego facje węglanowe i ewaporatowe są zastępowane przez facje silikoklastyczne, które mogły powstawać w środowisku lądowym. W przypadku takich utworów, których czas powstania był równoległy – jak wynika z korelacji stratygraficznych – z powstaniem cechsztyńskich facji węglanowych i ewaporatowych, stosuje się termin „cechsztyń lądowy” (np. Jewuła i in., 2020) bądź „cechsztyń terygeniczny” (por. Wagner, 1978).

Utwory czerwonego spągowca były badane na obecnym obszarze Polski od drugiej połowy XIX w. (Pawłowska, 1968a). Wczesne badania stratygraficzne, prowadzone początkowo w odsłonięciach w peryferycznej części zbiornika: w rejonie NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW), Gór Świętokrzyskich oraz Sudetów, zostały podsumowane przez Siedlecką (1968) i Milewicza (1968). Stratygrafia czerwonego spągowca NE obrzeżenia GZW w rejonie rowu Sławkowa była następnie przedmiotem badań Lipiarskiego (1971, 1984), Gradzińskiego (1982), Kiersnowskiego i Maliszewskiej (1985), Kiersnowskiego (1991) oraz Karnkowskiego (1992). Badania biostratygraficzne i litostratygraficzne osadów czerwonego spągowca w basenie śródsudeckim po 1968 r. były prowadzone przez wielu badaczy (np. Górecka, 1969; Grocholski, 1974; Jasięńko, Pilawa, 1977; Jerzykiewicz, 1981, 1987; Nemeč, 1981a,b; Miecznik, 1988, 1989; Śliwiński, 1984; Wojewoda, Mastalerz, 1989; Dziedzic, Teisseyre, 1990; Mastalerz i in., 1993; Mastalerz, Nehyba, 1997; Raczyński i in., 1998; Wojewoda, 2008, 2019, 2022; Kowalski, Furca, 2023; Kowalski i in., 2025). Z kolei czerwony spągowiec basenu północnosudeckiego był po 1968 r. przedmiotem badań m.in. Milewicza (1985a, b), Mastalerza (1990), Mastalerza i Raczyńskiego (1993) oraz Śliwińskiego i in. (2003). Awdankiewicz (2025; Awdankiewicz i in., 2014, 2025) prowadził badania stratygraficzne wulkanizmu permskiego w basenie północnosudeckim oraz śródsudeckim.

lerz, Nehyba, 1997; Raczyński i in., 1998; Wojewoda, 2008, 2019, 2022; Kowalski, Furca, 2023; Kowalski i in., 2025). Z kolei czerwony spągowiec basenu północnosudeckiego był po 1968 r. przedmiotem badań m.in. Milewicza (1985a, b), Mastalerza (1990), Mastalerza i Raczyńskiego (1993) oraz Śliwińskiego i in. (2003). Awdankiewicz (2025; Awdankiewicz i in., 2014, 2025) prowadził badania stratygraficzne wulkanizmu permskiego w basenie północnosudeckim oraz śródsudeckim.

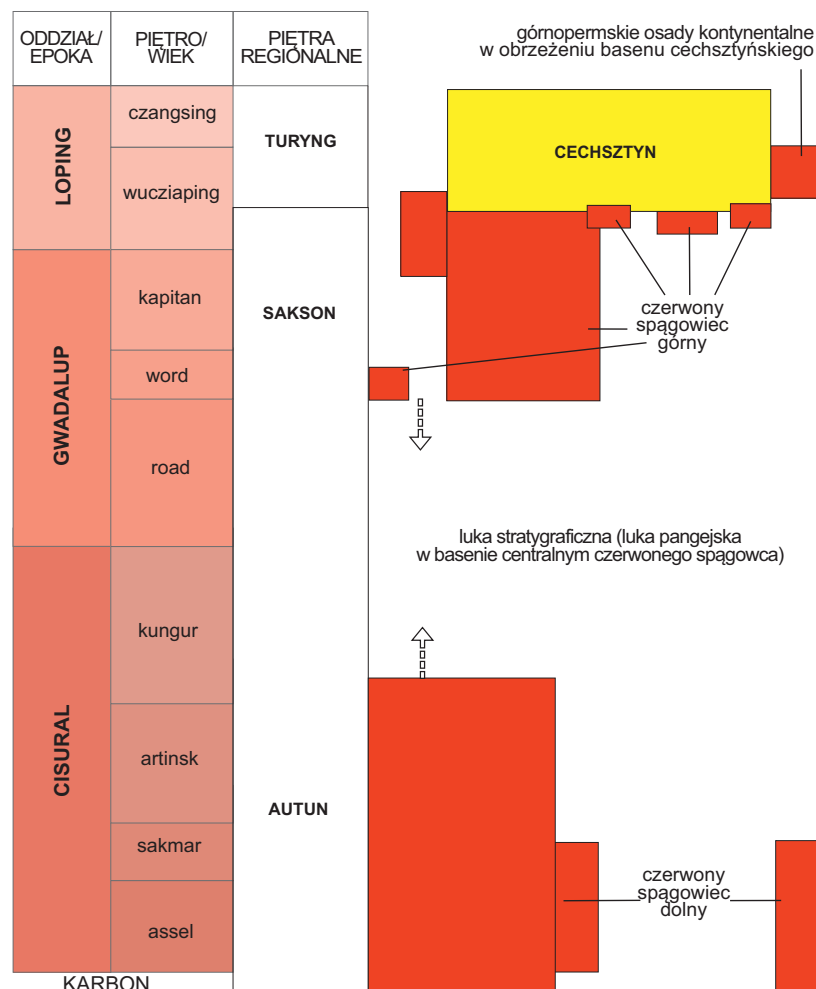


FIG. 1. Pozycja utworów czerwonego spągowca i cechsztyńu (zob. tab. 7 oraz fig. 9) w Polsce na tle tabeli stratygraficznej. Strzałkami oznaczono niepewności przedstawionych granic chronostratygraficznych dolnego i czerwonego spągowca

Utory cechsztyńskie odsłaniające się – w odkrywkach i kamieniołomach – w Górach Świętokrzyskich oraz synklinorium północnosudeckim były przedmiotem badań poczynionych od XIX w. (np. Pusch, 1833; Beyrich i in., 1867). Rozwijające się kopalnictwo w wydajnych solnych Kujaw w latach 1869–1871 dostarczyło informacji na temat profilu ewaporatów cechsztyńskich (Beyschlag, 1913; Jentzsch, 1913; Friedberg, 1921). W pierwszej połowie XX w. wykonano pierwsze otwory wiertnicze przewiercające cechsztyńskie w rejonie Wrocławia oraz synklinorium północnosudeckim (Eisentraut, 1939) i na wyniesieniu Łęby (Dahlgrün, Seitz, 1944).

Intensywna penetracja obszaru Niżu Polski rozpoczęła się pod koniec lat 50. XX w. Badania cechsztyńskie w otworach wiertniczych na Niżu Polski podsumował Poborski (1968), a w rejonie Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM) – Klapiński (1971) i Tomaszewski (1978). W tym czasie ukazało się ponadto wiele innych publikacji syntetycznych, dotyczących zarówno całych basenów czerwonego spągowca oraz basenu cechsztyńskiego, jak i ich części (Sokolowski, 1967; Poborski, 1969; Szaniawski, 1970; Juskowiak, Pokorski, 1970; Pokorski, 1971, 1974; Pokorski, Wagner, 1972; Podemski, 1973, 1974a; Czermiński, Pajchłowa, 1974; Czajor, Wagner, 1974; Deczkowski, 1977; Dyjaczynski, Wolny, 1978).

Badania permu prowadzone w Instytucie Geologicznym ujęto w 1973 r. w specjalnym temacie badawczym, którego głównym wynikiem było opublikowanie syntezy kartograficznej i tekstowej „Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski” – Depowski, 1978), a także liczne publikacje przedstawiające aspekty stratygraficzne, paleontologiczne, mikrofacjalne, petrograficzne i geochemiczne skał cechsztyńskich (zob. Wagner, 1994, z literaturą tam cytowaną) oraz czerwonego spągowca (np. Pokorski, 1976b, 1978b, c 1981a, b; Maliszewska, Pokorski, 1978; Ryka, 1978, 1981; Maliszewska, 1981). W 1981 r. ukazały się podsumowania litostratygrafii czerwonego spągowca: podział nieformalny Pokorskiego (1981b) oraz formalny Karnkowskiego (1981). Oba schematy podlegały późniejszemu modyfikacjom (np. Dybowa-Jachowicz, Pokorski, 1984; Karnkowski, 1986a, 1987a, 1994, 1999a; Pokorski, 1987, 1988a, 1997; Hoffmann i in., 1997). Formalne podziały litostratygraficzne czerwonego spągowca poszczególnych regionów zostały następnie przedstawione w „Tabeli stratygraficznej Polski” (Wagner, 2008; Kiersnowski, 2009). Analiza sedimentologiczno-facjalna basenów sedimentacyjnych czerwonego spągowca (np. Karnkowski, 1994; Kiersnowski, 1995, 1998, 2013; Aksamitowska, 2003; Kiersnowski,

Buniak, 2006, 2016; Kiersnowski i in., 2010; Kiersnowski, Petecki, 2017; Krzywiec i in., 2017, 2019) doprowadziła do rewizji wcześniejszych poglądów na powstanie i ewolucję rozwoju poszczególnych basenów (Kiersnowski, 2023a), szczególnie w kontekście tektoniki basenów ryftowych (Karnkowski, 1999a, b, c).

Badania stratygraficzne cechsztyńskie w poszczególnych rejonach basenu cechsztyńskiego, przeprowadzone w ostatnich dwóch dekadach XX w., podsumowano w syntetycznych ujęciach Wagnera (1986, 1988, 1994, 1997; Wagner w: Dadlez i in., 1998) i Kiersnowskiego i in. (1995). W tym też czasie odnotowano znaczny postęp w rozpoznaniu makrofauny, mikrofauny i mikroflory cechsztyńskie oraz sedimentologii utworów węglanowych cechsztyńskie, łupku miedziowego, szarego ilitu solnego i najwyższego cechsztyńskie (Wagner, 1994, z literaturą tam cytowaną). Największy postęp był pokłosiem badań utworów ewaporatowych prowadzonych najpierw w rejonie Zatoki Puckiej (Peryt i in., 1992, z literaturą tam cytowaną), a później – w innych częściach basenu (np. Kasprzyk, 1992, 1995), co umożliwiło dokładną rekonstrukcję środowisk sedimentacji oraz opracowanie map facjalnych ewaporatów cechsztyńskich (np. Peryt, Antonowicz, 1990; Czajowski i in., 1990, 1993; Czajowski, 1993).

Wyniki badań stratygraficznych rejonu LGOM zostały podsumowane w dwóch wydaniach „Monografii KGHM Polska Miedź S.A.” (Piestrzyński, 1996; Piestrzyński i in., 2007), a wyniki badań cechsztyńskie północnosudeckiego – przez Raczyńskiego (1996, 1997, 2010). Opublikowano także syntetyczne ujęcie całego profilu cechsztyńskie (Wagner, 2009; Peryt i in., 2010a), jego najniższej części (Peryt, Peryt, 2021), chemostratygrafię soli cechsztyńskich (Tomasi-Morawiec i in., 2009), a także podsumowano stan wiedzy o cechsztyńskie nie kratonu (Peryt, Skowroński, 2021), Gór Świętokrzyskich (Jewuła i in., 2020, 2021, 2023) oraz ewaporatach cechsztyńskie w zachodniej Polsce (Czajowski i in., 2023).

Głównym motorem badań utworów permu był (i jest) ich potencjał surowcowy, potwierdzony odkryciem licznych złóż węglowodorów w różnych częściach Niżu Polskiego (Karnkowski, 1993) – w utworach czerwonego spągowca (np. Depowski, 1972), wapienia cechsztyńskie (np. Dyjaczynski i in., 1997) i dolomitu głównego (np. Kotarba, Wagner, 2007), złóż miedzi odkrytych w rejonie LGOM (Wyżykowski, 1958), złóż soli kamiennej na Kujawach i w rejonie LGOM (Orska, Werner, 1987) oraz złóż polihality w rejonie Zatoki Puckiej (Werner, 1972).

# Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

Hubert Kiersnowski, Tadeusz M. Peryt

Polskie baseny czerwonego spągowca (tab. 1) i polski basen cechsztyński wchodzi w skład basenu środkowoeuropejskiego, określanego jako południowy basen permski Europy (Doornbal, Stevenson, 2010) lub środkowoeuropejski basen permski (McCann, 2008; fig. 2). Basen czerwonego spągowca powstał w dwóch głównych etapach.

W starszym z nich osady lądowe wypełniały paleorelief powaryscyjski zbudowany głównie ze skał klastycznych dolnego karbonu, silnie zaburzonych tektonicznie w okresie orogenezy waryscyjskiej, oraz skał wulkanicznych, powstających wieloetapowo na przełomie późnego karbonu i wczesnego permu (Maliszewska i in., 2016; Awdankiewicz i in., 2025). Na niektórych obszarach powaryscyjska erozja trwała przez okres 20–30 mln lat (Kiersnowski, 2009), co zostało określone terminem „luka pangejska” (ang. *Pangaea gap*; Menning i in., 2022). Reaktywacja waryscyjskich stref tektonicznych (waryscydy wewnętrzne i zewnętrzne) oraz nierównomierna subsydenca doprowadziły do powstania we wczesnym permie wielu izolowanych basenów sedimentacyjnych (często o charakterze rowów tektonicznych). Depozycja osadów w tych basenach wiązała się z równoczesną silną erozją skał karbonu i karbońsko-permskich skał wulkanicznych. Maksymalna miąższość czerwonego spągowca wynosi przeszło 1200 m (fig. 3).

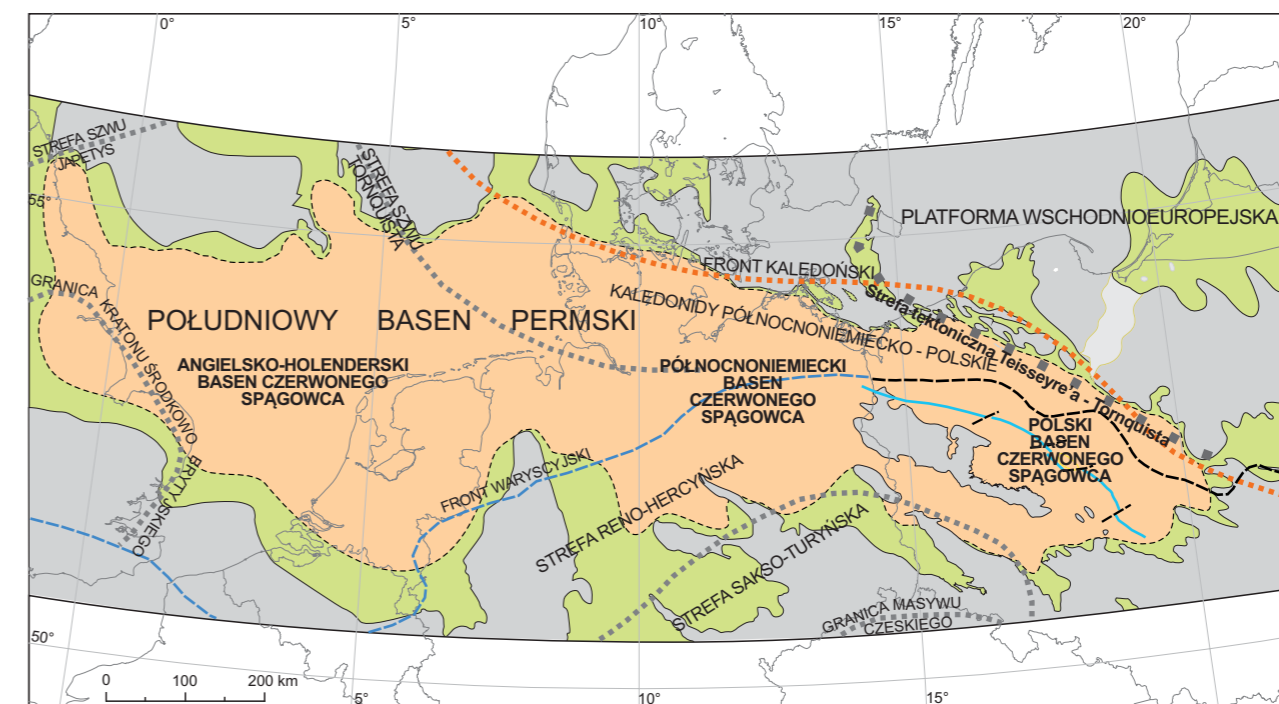
W trakcie młodszego etapu stopniowa wielkopromienna subsydenca oraz silna subsydenca wzdłuż SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej doprowadziły do rozwoju nowych basenów sedimentacyjnych (fig. 3, 4), których zasięgi miały charakter przekraczający (Pokorski, 1997; Kiersnowski, 2023a) i stanowiły założenie dla późniejszego rozwoju, jeszcze bardziej rozległego, późno-permskiego basenu cechsztyńskiego (Wagner, 1994; Peryt, 2023). Na obrzeżach basenu występują osady czerwonego spągowca, które nie były przykryte permskimi osadami morskimi. Dotyczy to

basenów sudeckich i permskich basenów zachodnich Karpat (Vozárová, Vozár, 1988), w tym z prowincji tatrów, gdzie w Tatrach Bielskich występuje zlepieniec koperszadzki (Passendorfer, 1957).

W późnym permie zalanie basenu górnego czerwonego spągowca, będące wynikiem połączonego efektu ryftowania i eustatycznego wzrostu poziomu morza (Glennie, Buller, 1983), doprowadziło do dalszej regionalnej subsydenca i przekraczania zasięgów basenu górnego czerwonego spągowca (Ziegler, 1990; McCann i in., 2008). Zasięg powstałego w wyniku tej transgresji basenu cechsztyńskiego w stosunku do zbiornika górnego czerwonego spągowca powiększył się znacząco na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego (zátoka bałtycka – por. fig. 5).

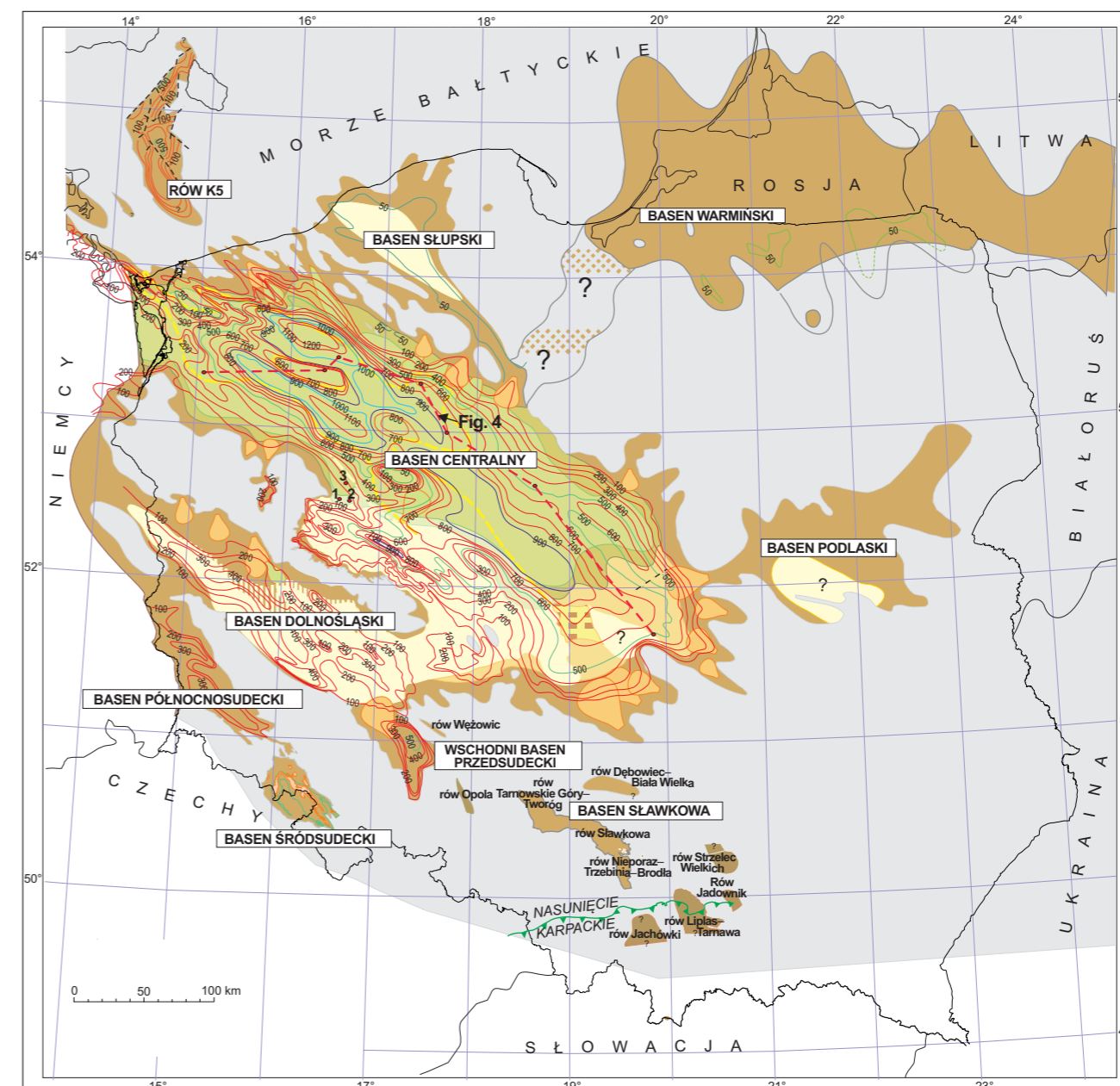
Wypełnienie polskiego basenu cechsztyńskiego to przede wszystkim trzy cyklotemy węglanowo-ewaporatowe (PZ1, PZ2 i PZ3; tab. 2). Wyżej w profilu stratygraficznym wyróżnia się najmłodszy (PZ4) cyklotem terygeniczno-ewaporatowy, który dzieli się na pięć subcyklotemów klimatycznych (Wagner, 1994), podczas gdy w innych częściach zbiornika cechsztyńskiego wyróżnia się od jednego do czterech cyklotemów, będących równoważnymi z subcyklotemami cyklu PZ4 wyróżnianymi w Polsce (tab. 3). Miąższość utworów cechsztyńskie w polskim zbiorniku cechsztyńskim na obszarze skrajnego kratonu wschodnioeuropejskiego waha się od kilkudziesięciu do 450 m, w bruzdzie śródpolskiej – która stanowiła depocentrum, podobnie jak w górnym czerwonym spągowcu – dochodzi do 1500 m, a na obszarze waryscydy osiąga maksymalnie 800 m (fig. 5).

Topografia podłoża zastanego przez transgresję cechsztyńską warunkowała rozkład miąższości i facji w trakcie sedimentacji wapienia cechsztyńskiego, czego dobrym przykładem jest występowanie raf wapienia cechsztyńskiego na wyniesieniu Gorzów-Wolsztyn-Pogorzela (wyniesienia GWP) (Dyjaczynski i in., 1997,



obszar basenu głównego  
baseny poboczne  
obszar pozbawiony czerwonego spągowca

FIG. 2. Szczyt paleogeograficzny europejskiego południowego basenu czerwonego spągowca (wg Kiersnowskiego, 2013); front waryscyjski na obszarze Polski: wg Pokorskiego (1998c) – linia niebieska wg Mazura i in. (2020) – linia przerywana czarna



mulowce i piaskowce plai-jeziorna  
piaskowce i mulowce marginalnej plai-jeziorna  
piaskowce i mulowce marginalnej plai-jeziorna przewarstwiewające się z piaskowcami eolicznymi  
piaskowce eoliczne (wydmowe i międzywydmowe)  
piaskowce i mulowce aluwialne (fluwialne) przewarstwiewające się z piaskowcami eolicznymi  
aluwialne piaskowce i mulowce z możliwym udziałem piaskowców pochodzenia eolicznego  
aluwialne piaskowce i zlepieniec  
osady stożków aluwialnych  
obszary źródłowe pozbawione ciągłej pokrywy osadowej utworów czerwonego spągowca  
zasięgi piaskowców eolicznych pod osadami górnej części czerwonego spągowca górnego  
miąższość osadów czerwonego spągowca górnego [m]

FIG. 3. Baseny sedimentacyjne czerwonego spągowca na tle mapy miąższości osadów i litofacji stropu czerwonego spągowca górnego: 1–3 – otwory wiertnicze zilustrowane na figurze 19 (1 – Sokolniki 1; 2 – Kaźmierz 1; 3 – Obrzycko 3)

TAB. 1. Charakterystyka basenów sedymentacyjnych czerwonego spagowca (na podstawie Kiersnowskiego, 2023a; Cymermana, Kiersnowskiego, 2023)

Basen	Zasięg regionalny	Wypełnienie osadowe	Geneza basenu
Wschodni basen przedsudecki	wąskie, tektoniczne depocentrum o kierunku południkowym, z częścią północną odchyłą na NW, graniczącym od NE z wyniesieniem laskowicko-wolczańskim, a od W – z masywem Strzelin–Żułowa (Pokorski, Kühn, 1978); od południa basen ograniczony wyniesionymi blokami tektonicznymi, obciętymi dalej na południe krawędzią tektoniczną zachodniego zakończenia rowu Nysa–Kędzierzyn (Sawicki, 1995)	ładowe osady klastyczne dolnego i środkowego permu o maksymalnej miąższości ok. 1100 m; podstawowe litofacje to osady stożków napływowych oraz osady jezioro-bagiennie występujące tylko w najniższej części profilu (Gąsiewicz, Kiersnowski, 1986; Grotek, Szymkowiak, 1986); osady zostały zdeponowane w trzech cyklach sedymentacyjnych (megasekwencjach osadowych) o genezie diastroficznej (Kiersnowski, 1983, 1995)	rów tektoniczny, reaktywowany wielofazowo w przedziale czasu przeszło 30 mln lat; jest wysoce prawdopodobne, że jego południowe przedłużenie stanowi karbońsko-permski rów boskowicki na obszarze Czech wschodnich; geneza basenu jest związana z ewolucją tektoniczną Masywu Czeskiego (Cymerman, 1991) oraz jego wschodnich obrzeży (Martínek i in., 2004), górna granica osadów czerwonego spagowca ma charakter erozyjny, na osadach tych w północnej części basenu leżą niezgodnie utwory cechsztynu oraz triasu. Przyczyną końca rozwoju basenu jest ustanie subsydencji tektonicznej oraz całkowite wypełnienie basenu osadami
Basen Zielona Góra–Borzęcin	basen składa się z zespołu rowów tektonicznych (Maliszewska i in., 2016) o osiach biegnących w kierunku NW-SE. Od SW ograniczony tektonicznie i erozyjną granicą z blokiem przedsudeckim, natomiast od NE – tektoniczną i erozyjną granicą z wyniesieniem (blokiem) Gorzów–Wolsztyn–Pogorzela (GWP) (Maliszewska i in., 2003)	osady basenu leżą niezgodnie na starszych skałach wylewnych i piroklastycznych dolnego czerwonego spagowca oraz na skałach karbonu; wypełnienie basenu tworzą osady epiklastyczne – stożków aluwialnych i równi aluwialnej (w tym osady jeziorne) oraz osady piroklastyczne formacji z Pniew o miąższości do 500 m (Maliszewska i in., 2003, 2016); osady te powstały pod koniec okresu permsko-karbońskiej aktywności wulkanicznej, w przedziale wiekowym od najpóźniejszego karbonu do wczesnego permu	basen powstał w rezultacie blokowego obniżenia się podłoża w strefie tektonicznej środkowej Odry, przecinającej południową część waryscydyów zewnętrznych (lub ich północną część – Kiersnowski, Petekci, 2017). Powstanie basenu mogło być związane z generalną przebudową tektoniczną w obrębie waryscydyów na etapie późno- lub po-orogennym, w wyniku której doszło do powstania na przelomie karbonu i permu zespołu subbasenów w systemie tektonicznym typu <i>pull-apart</i> . Zakończenie depozycji osadów dolnego czerwonego spagowca w basenie było związane z ustaniem subsydencji w rowach tektonicznych. Górna granica osadów dolnego czerwonego spagowca jest powierzchnią erozyjną, a występująca powyżej pokrywa osadowa górnego czerwonego spagowca ma charakter przekraczający
Basen Pniewy–Książ Wielkopolski oraz basen Objezierze–Grundy	zespół subbasenów (rowów tektonicznych) o osiach zorientowanych w przybliżeniu w kierunku NW–SE; od SW sąsiaduje z wyniesieniem (blokiem) GWP, od NE jego zasięg jest hipotetyczny z powodu niedostatecznego rozpoznania	osady basenów leżą niezgodnie na starszych skałach wylewnych i piroklastycznych dolnego czerwonego spagowca oraz na skałach starszego podłoża karbońskiego (Maliszewska i in., 2016); wypełnienie osadowe tworzą osady epiklastyczne – aluwialne, fluwialne i jeziorne oraz osady piroklastyczne formacji z Pniew o miąższości do 200 m (Maliszewska i in., 2003, 2016); osady były deponowane pod koniec okresu permsko-karbońskiej aktywności wulkanicznej i są datowane na przedział wiekowy od najpóźniejszego karbonu do wczesnego permu	baseny powstały w rezultacie blokowego obniżania się podłoża związanego z wczesnopermskim wulkanizmem i późniejszym stygnięciem skał magmowych (Pokorski, 1989; Maliszewska i in., 2003); w trakcie ogólnej przebudowy tektonicznej ekstermidów waryscyjskich powstał, na przelomie karbonu i permu, zespół subbasenów w systemie tektonicznym typu <i>pull-apart</i> . Zakończenie depozycji osadów dolnego czerwonego spagowca w opisywanym basenie było związane z końcem procesów subsydencji tektonicznej. Basen ma wąskie połączenia z basenami: słupskim, podlaskim, północnosudeckim i wschodnim basenem przedsudeckim. W podłożu basenu występują izolowane baseny osadowe dolnego czerwonego spagowca – Zielona Góra–Borzęcin, Objezierze–Grundy i Pniewy–Książ Wielkopolski
Basen Sławkowa	wąskie, wieloczonowe depocentrum utworzone wzdłuż NE obrzeżenia GZW; rozciąga się on od Krzeszowic na SE po Tarnowskie Góry na NW (Kiersnowski, Maliszewska, 1985; Kiersnowski, 1991); zasięg basenu, miejscami wierzący z lokalnymi dyslokacjami brzeżnymi, wyznaczono na podstawie stożków i okresowych równi aluwialnych; maksymalna miąższość osadów klastycznych to 600 m	sedymentacja w basenie Sławkowa trwała od wczesnego do późnego permu (Kiersnowski, 1991; Wagner, 2008); basen jest wypełniony głównie zlepiercami myślachowickimi, ilami sławkowskimi i wulkanitami (skały wylewne i piroklastyczne) oraz podrzędnie węglanami (trawertyny karniowickie, caliche); są to głównie osady stożków i okresowych równi aluwialnych; maksymalna miąższość osadów klastycznych to 600 m	basen Sławkowa ma charakter rowu tektonicznego – jest ekstensyjną strukturą powaryscyjską powstałą w strefie uskoków kulisowych i systemu kulisowych brachyfałdów w wypiętrzonej części przedpola morawsko-śląskiego segmentu orogenu waryscyjskiego (Bogacz, 1981; Kotas, 1982); w podłożu rowu występują skały górnego dewonu i dolnego karbonu, przy czym relacje tektoniczne bloków podłoża nie są dobrze rozpoznane (Bula i in., 2008). Przyczyną końca rozwoju basenu było jego wypełnienie połączone z penepienizacją obszarów otaczających, nadległe osady triasu (głównie retu) leżą przeważnie zgodnie na podłożu permskim
Basen Liplas–Tarnawa	basen ograniczony od północy utworami dewonu zrzębu Niepołomice–Puszcza, od wschodu – zrzębem Łączpicy zbudowanym z utworów dewonu, od NW – kambrem wyniesienia Dąbia, a od zachodu – wyniesieniem Rzeszotar zbudowanym z metamorficznych skał prekambryjskich (Kiersnowski, 2001b); uskoki graniczne wchodzą w skład strefy tektonicznej oddzielającej blok górnośląski od bloku małopolskiego	basen wypełniają osady klastyczne i mieszane klastyczno-siarczanowe; w najniższej części są to wg Buły (2001) osady aluwialne o miąższości 150 m stwierdzone tylko w profilu wierceń Tarnawa 1, wyżej – głównie drobnoklastyczne i siarczanowe osady aluwialne i sebhyy o miąższości blisko 700 m interpretowane jako ładowy ekwiwalent cechsztynu. W najwyższej części profilu stwierdzono drobnoklastyczne i siarczanowe osady permu-triasu o miąższości prawie 700 m	basen ma charakter rowu tektonicznego typu <i>pull-apart</i> , utworzonego w wyniku transtensji i transpresji w permsko-triasowym etapie rozwoju powaryscyjskiego (Poprawa i in., 2001); etap ten był poprzedzony wcześniejszymi (dewon–karbon), wielofazowymi ruchami tektonicznymi w strefie uskoku krakowsko-lublinieckiego w reżimie ekstensyjnym oraz przesuwczym z elementami kompresji (por. Żaba, 1999); wg Poprawy i in. (2001) rozwój rowu Liplas–Tarnawa był powiązany z przesuwczą (prawoskrętną) aktywnością tektoniczną granicy masywów górnośląskiego i małopolskiego, związaną być może z powaryscyjską relaksacją. Koniec sedymentacji w obrębie basenu wiązał się z zakończeniem subsydencji tektonicznej w najpóźniejszym permie lub we wczesnym triasie
Polski basen górnego czerwonego spagowca	główna część basenu to depocentrum położone wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista, określane jako basen centralny czerwonego spagowca (Kiersnowski, 1997); w części SW rozwinęło się, połączone z basenem śląskim, oddzielony wyniesieniem GWP (Pokorski, 1989; Karkowski, 1999a); granice basenu wyznacza zasięg występowania osadów górnego czerwonego spagowca; w części NW zasięg basenu jest związany z wyniesieniami tektonicznymi rejonu Trzebież–Police, odgraniczającymi basen polski od północniemieckiego basenu czerwonego spagowca (Kiersnowski, Buniak, 2006)	osady górnego czerwonego spagowca tworzyły się w przedziale wiekowym obejmującym środkowy perm (gwadałup), być może już od późnego kunguru (późny cisural), do wczesnego wuczapiungu, spoczywają one niezgodnie (przekraczająco) z luką stratygraficzną około kilku–kilkunastu mln lat (Menning i in., 2022), na utworach czerwonego spagowca dolnego oraz na starszym podłożu paleozoicznym. Wypełnienie osadowe to trzy główne litofacje: zlepierce i piaskowce aluwialne, piaskowce eoliczne i fluwialne oraz mulowce i piaskowce plał. Maksymalna miąższość osadów osiąga 1400 m w północnej części basenu (Pokorski, 1998b)	rozwój południowego europejskiego basenu permskiego, którego częścią jest polski basen górnego czerwonego spagowca, został zapoczątkowany tektoniczną subsydencją w reżimie ekstensyjnym, nałożoną na termiczną relaksację litosfery po jej destabilizacji na przelomie karbonu i permu; temu ostatniemu procesowi towarzyszyła intensywna aktywność wulkaniczna (por. baseny Pniewy–Książ Wielkopolski). Polski basen górnego czerwonego spagowca dzieli się na dwa subbaseny: pomorski i kujawski (Kiersnowski i in., 2017) o częściowo odmiennym rozwoju osadowym; basen ma wąskie połączenia z basenami słupskim, podlaskim oraz basenem Poznań; w podłożu basenu centralnego występują izolowane baseny osadowe dolnego czerwonego spagowca – Objezierze–Grundy i Pniewy–Książ Wielkopolski
Basen śląski	granice basenu śląskiego wyznacza od północy wyniesienie GWP (Pokorski, 1989; Karkowski, 1999a), a od południa krawędź bloku przedsudeckiego, od wschodu basen ma połączenie z basenem centralnym czerwonego spagowca	wypełnienie osadowe dolnego i górnego czerwonego spagowca to zlepierce i piaskowce aluwialne, piaskowce eoliczne i fluwialne, podrzędnie mulowce. Maksymalna miąższość osadów: dolny czerwony spagowiec do 500 m, górny czerwony spagowiec do 350 m	basen śląski znajduje się w domenie intermidów waryscyjskich; jest to szereg rowów tektonicznych, połączonych w ostatnim etapie rozwoju, w górnej części górnego czerwonego spagowca, w bardziej rozległą strukturę; basen ma wąskie połączenia z basenem północnosudeckim i wschodnim basenem przedsudeckim, w podłożu basenu śląskiego występują izolowane baseny osadowe (rowy tektoniczne) dolnego czerwonego spagowca: basen Zielonej Góry, baseny górnej Odry, rów Koziczyń–Chyże, rów Bielawy–Gawrony, rów Kargowa–Wschowa, rów Jezierzyc, rów Żakowo–Jutrosin, rów Jemielno–Borzęcin
Basen podlaski	granice basenu wyznacza zasięg występowania osadów górnego czerwonego spagowca w obrębie środkowego segmentu monokliny mazursko-podlaskiej (permsko-mezozoicznej) pokrywy kratonu wschodnioeuropejskiego; granice wykartowane przez Pokorskiego (1971, 1974, 1998b) i Karkowskiego (1999a) zostały zmienione przez Kiersnowskiego (w: Gast i in., 2010)	osady górnego czerwonego spagowca spoczywają niezgodnie na starszych utworach paleozoicznych: w NE części głównie na sylurze, a w SW części głównie na karbonie. Basen wypełniony sukcesją piaskowcową z przerastwieniami zlepierców w północnej części (Pokorski 1978c). Miąższość osadów, zaliczanych do lopingu (Wagner, 2008), dochodzi do 64 m w wierceniu Zalesie IG 1	osady basenu wypełniły prawdopodobnie paleomorfologiczne obniżenie powstałe w wyniku wcześniejszej erozji drobnoklastycznych osadów sylurskich (por. basen warmiński); opisywany basen prawdopodobnie nie ulegał subsydencji (Pokorski, 1989), aczkolwiek ewentualny udział tektoniki w jego powstaniu nie jest całkowicie wyjaśniony, być może jego rozwój był częściowo związany z synsedymantacyjną aktywnością uskoków wzdłuż południowej krawędzi wyniesienia mazurskiego oraz w północnej części karbońskiego basenu plocko-lubelskiego (Pokorski, 1972, 1978c, 1997). Podobnie jak w przypadku innych basenów górnego czerwonego spagowca, rozwój basenu zakończyła transgresja cechsztyńska
Basen warmiński	granice północną stanowi granica państwa i w niewielkiej części – granica polskiej strefy ekonomicznej na Morzu Bałtyckim, południowa granica basenu jest związana z występowaniem na południu prekambryjskiego wyniesienia mazurskiego (Pokorski, 1989), północny zasięg basenu na obszarze strefy królewieckiej i zachodniej Litwy nie jest dobrze rozpoznany (Štiauša, Čyžienė, 1999; Pokorski, Modliński, 2012)	osady górnego czerwonego spagowca spoczywają niezgodnie na utworach syluru i starszych, w tym proterozoicznych basenu bałtyckiego. Basen warmiński jest wypełniony cyklicznymi sukcesjami złożonymi ze zlepierców, piaskowców oraz podrzędnie mulowców i łowców o sumarycznej miąższości dochodzącej do 100 m	basen rozwinął się w obniżeniu podłoża ediakarsko-wczesnopaleozoicznego basenu bałtyckiego, bez udziału subsydencji tektonicznej (Pokorski, 1989); osady basenu warmińskiego wypełniają obniżenie paleomorfologiczne powstałe w wyniku wcześniejszej erozji zwietrzałych skał starszego paleozoiku, głównie łupków sylurskich. Znaczenie ruchów tektonicznych dla genezy basenu jest niejasne; osady wypełniające basen warmiński znajdowały się w trakcie depozycji znacznie wyżej niż strop osadów w północnej części polskiego basenu czerwonego spagowca, co prawdopodobnie umożliwiało okresowe połączenie hydrologiczne obu basenów oraz redepozycję osadów do polskiego basenu czerwonego spagowca (Kiersnowski, 1997)
Basen słupski	północną i wschodnią granicę basenu wyznacza zasięg osadów górnego czerwonego spagowca w zachodniej części syneklizy bałtyckiej. SW granica basenu jest związana z wyniesieniami strefy tektonicznej Kozalin–Chojnice, które oddzielają go od polskiego basenu górnego czerwonego spagowca (Pokorski, 1976a, 1978a, 1989, 1990); najnowszy obraz kartograficzny zasięgu basenu przedstawił Kiersnowski (w: Gast i in., 2010)	osady górnego czerwonego spagowca spoczywają niezgodnie na starszych utworach paleozoicznych (głównie syluru). Wypełnienie osadowe basenu jest regionalnie zróżnicowane: w części zachodniej przeważają zlepierce, w części wschodniej – piaskowce. Miąższość sukcesji, zaliczanej do lopingu, nie przekracza 80 m	Pokorski (1989) wskazał na brak znaczącego udziału subsydencji w rozwoju basenu; który był wypełniany osadami w kilku fazach o zróżnicowanych uwarunkowaniach (Kiersnowski, 1997), główną przyczyną powstania basenu było ukształtowanie obniżenia morfologicznego w wyniku erozji starszych skał pokrywy osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego (por. Dadlez, 1983), druga faza ewolucji basenu została zapoczątkowana tektonicznymi ruchami blokowymi, które spowodowały powstanie bariery, ograniczającej basen od SW (Antonowicz i in., 1993), w ostatniej fazie SW część basenu uległa słabej subsydencji (Kiersnowski, 1997)
Basen K5	południowy fragment tego basenu znajduje się prawdopodobnie na obszarze polskiej strefy ekonomicznej na Bałtyku, w morskiej części bloku Gryfic	wypełnienie stanowią zlepierce aluwialne i piaskowce, głównie eoliczne; miąższość do ponad 500 m	basen K5 jest rowem tektonicznym powstałym wzdłuż zachodniej granicy strefy Teisseyre'a-Tornquista; łączy się na północy z rowem Ronne; wg Kiersnowskiego i Buniaka (2006) osady reprezentują dolną część górnego czerwonego spagowca
Basen północnosudecki	obecne granice paleozoicznego basenu północnosudeckiego przedstawiono na podstawie tektonicznej mapy Cymermana (2004); granicę zachodnią, w dużym stopniu zakrytą utworami kredowego basenu północnosudeckiego, wyznacza granica państwa wzdłuż doliny Nysy Łużyckiej, północna granica z peryklina Żar jest słabo rozpoznana, granica NE – z blokiem przedsudeckim – przebiega częściowo wzdłuż uskoku brzeżnego sudeckiego, natomiast na wschodzie, SE i południu basen graniczy z metamorficznym kompleksem kaczawskim, który również buduje jego podłoże	wypełnienie basenu składa się z liczącej maksymalnie 2 km grubości serii ładowych osadów klastycznych utworów wulkanogenicznych tworzących się od późnego pensylwanu (kazimów–gżel [stefan]) do późnego permu (Ostromęcki, 1973; Nowak, 1995), w warunkach syndepozycyjnej aktywności tektonicznej wzdłuż ramowych uskoków – śródsudeckiego i brzeżnego sudeckiego (Mastalerz, Raczynski, 1993b); na podłożu epimetamorficznym (metamorfik kaczawski) leżą niezgodnie osady stożków aluwialnych oraz rzeczne i jeziorne klastyki formacji ze Świerzawy (Wojewoda, Mastalerz, 1989), na nich spoczywa kompleks osadów rzecznych i skał wulkanogenicznych formacji z Wielisławki, a najwyższą część sukcesji tworzy kompleks litofacji rzecznych formacji z Bolesławca, zaliczany już do saksonu (czerwonego spagowca górnego; Kiersnowski i in., 2021)	powstanie basenu było związane z rozpadem fragmentu górotworu waryscyjskiego w warunkach prawoskrętnej transtensji (basen <i>pull-apart</i> ; Wojewoda, Mastalerz, 1989); południowa część basenu, w której powstał szereg podrzędnych rowów tektonicznych (np. Wlenia, Świerzawy czy Wierzchosławic), jest przynajmniej częściowo powiązana z reżimem transtensyjnym i aktywnością uskoków przesuwczych i zrutowo-przesuwczych o przebiegu NW–SE (Głuszynski, Aleksandrowski, 2021); charakter procesu tektonicznego kończącego rozwój basenu północnosudeckiego jest związany z powaryscyjskim wynoszeniem kopuły karkonosko-izerskiej i nierównomiernym zapadaniem (na obrzeżach tej kopuły) podłoża opisywanego basenu. Zanik tej aktywności tektonicznej nastąpił pod koniec wczesnego permu (cisuralu), otwierając kolejny etap epikontynentalnego rozwoju basenu czerwonego spagowca górnego
Basen śródsudecki	obecne granice basenu odwzorowano na podstawie mapy tektonicznej Cymermana (2004); od zachodu graniczy on z metamorficznym kompleksem Rudaw Janowickich, od północy – z metamorficznym kompleksem kaczawskim (uskok Domanowa), od NE – z basenem świebodzickim i metamorficznym kompleksem Gór Sowich (nasunięcie Strugi), od ENE – z metamorficznym kompleksem Gór Sowich (nasunięcie Głuszynski) i ze strukturą bardzką (nasunięcie Czerwiec), od wschodu – z metamorficznym kompleksem Kłodzkiem i z ofiolitowym kompleksem Nowej Rudy, granica południowa biegnie wzdłuż nasunięcia Hronov-Poříčí i uskoku Pstrážna–Gorzanów	wypełnienie basenu składa się z cyklicznie warstwowych osadów, głównie aluwialnych, podrzędnie jeziornych i morskich, po części węglonośnych (nieczynne Dolnośląskie Zagłębie Węglowe) oraz wulkanitów; utwory te tworzyły się w szerokim przedziale wiekowym – od missisipu do wczesnego triasu (Dziedzic, Teisseyre, 1990; Bossowski i in., 1995; Turnau i in., 2002), osiągając sumaryczną maksymalną miąższość ponad 10 km, aczkolwiek przy znaczących obocznych zmianach poszczególnych jednostek stratygraficznych; w missisipie występują zlepierce, brekcje sedymentacyjne, piaskowce i łupki o łącznej miąższości dochodzącej do 4–5 km w NW i zachodniej części basenu; w późnym karbonie osady się zlepierce, piaskowce, mulowce, łupki i węgiew kamienny oraz doszło do intruzji riodacytów i andezytów, w czasie odpowiadającym czerwonomu spagowcowi dolnemu (wczesny cisural) tworzyły się zlepierce, piaskowce, łupki, skały tufogeniczne, trachandezyty, riolity, tufy wulkaniczne i brekcje riolitowe (Wojewoda, Mastalerz, 1989); najwyższy czerwony spagowiec górny (sakson) i cechsztyń (odpowiednik cyklotemu PZ1) jest reprezentowany przez piaskowce zlepiercowate, piaskowce, wapienie, dolomity, ily i margle; w triasie dolnym przeważały litofacje piaskowcowe (Nemec i in., 1982; Kowalski, 2017)	basen śródsudecki ma charakter poligeniczny; początkowo, w missisipie (etap synwaryscyjski), tworzył się prawdopodobnie w reżimie transtensyjnym ( <i>pull-apart</i> ) na nierozpoznanym podłożu terranu śródkowosudeckiego lub Tepla–Barrandien, w etapie powaryscyjskim, od pensylwanu, rozwinął się na skutek termicznego ugięcia podłoża (Dziedzic, Teisseyre, 1990; Cymerman, 2023); Wojewoda (2009, 2016) zasugerował dla powstania basenu śródsudeckiego model ekstensyjny, w którym kluczową rolę ma odgrywać południowo-sudecka strefa ścinania, jako główna oś postorogennego rozwoju basenu; rozwój basenu śródsudeckiego o cechach zapadliska śródgórskiego zakończyło powaryscyjskie wynoszenie kopuły karkonosko-izerskiej, orlicko-śnieżnickiej i sowiogórskiej oraz nierównomiernie obniżanie się podłoża na obrzeżach tych elewacyjnych kopuł. Zanik aktywności tektonicznej nastąpił pod koniec cisuralu. Przyczynami regionalnymi tej ewolucji paleogeograficznej mogły być zmiany podstawy erozyjnej w wyniku np. epizodycznej aktywności południowo-sudeckiej strefy ścinania (Wojewoda, 2009, 2016); nową geodynamiczną interpretację części tego basenu przedstawił Kowalski (2017), odzwierciedla ona w obrazie strukturalnym migrację centrów maksymalnej subsydencji w systemie basenów z rozciągania typu <i>pull-apart</i> od wczesnego triasu po późną kredę (Cymerman, 2023)

1  
Ramy paleogeografii i historii tektono-depozycyjnej

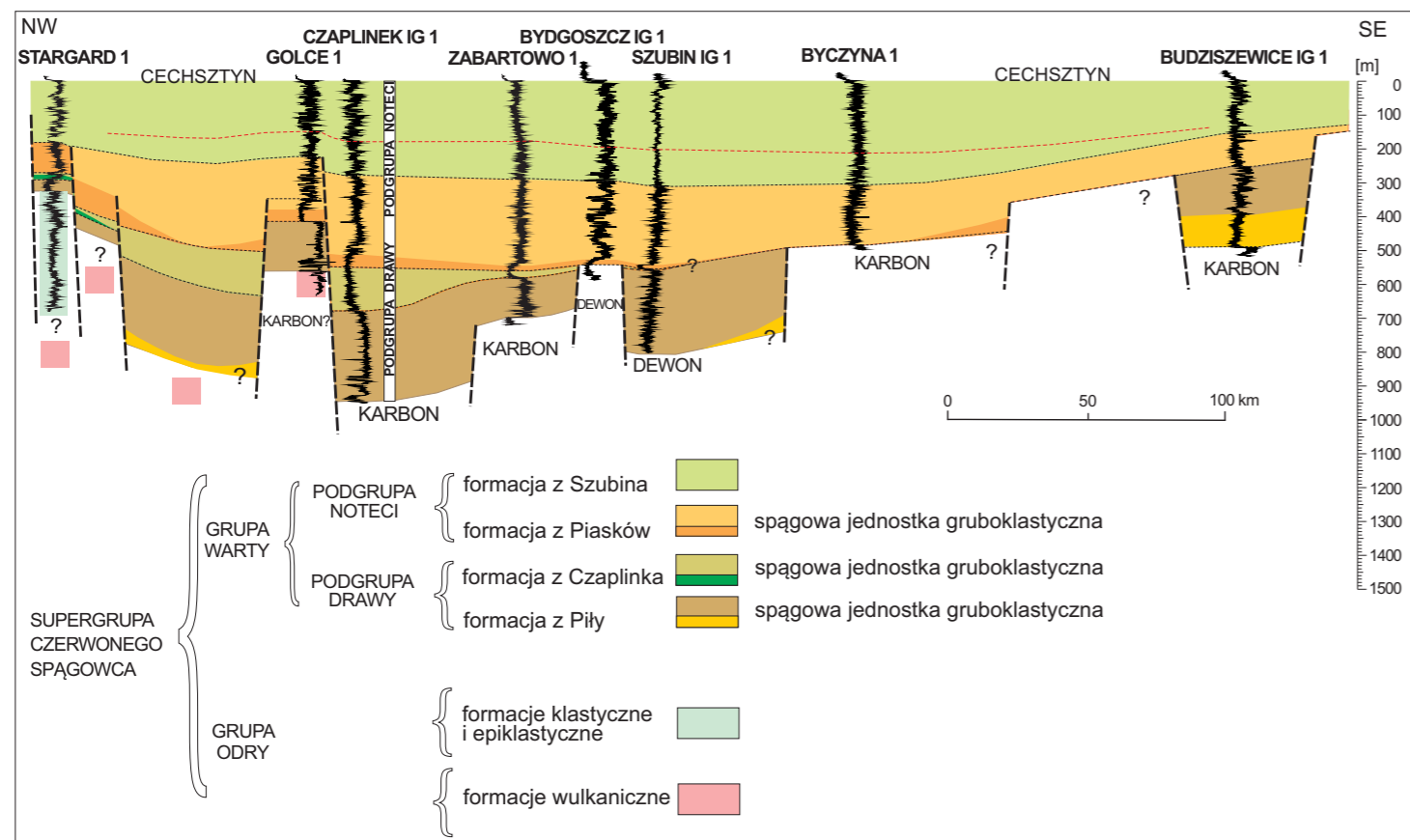


FIG. 4. Przekrój przez baseny czerwonego spągowca Polski (wg Kiersnowskiego w: Gast i in., 2010)

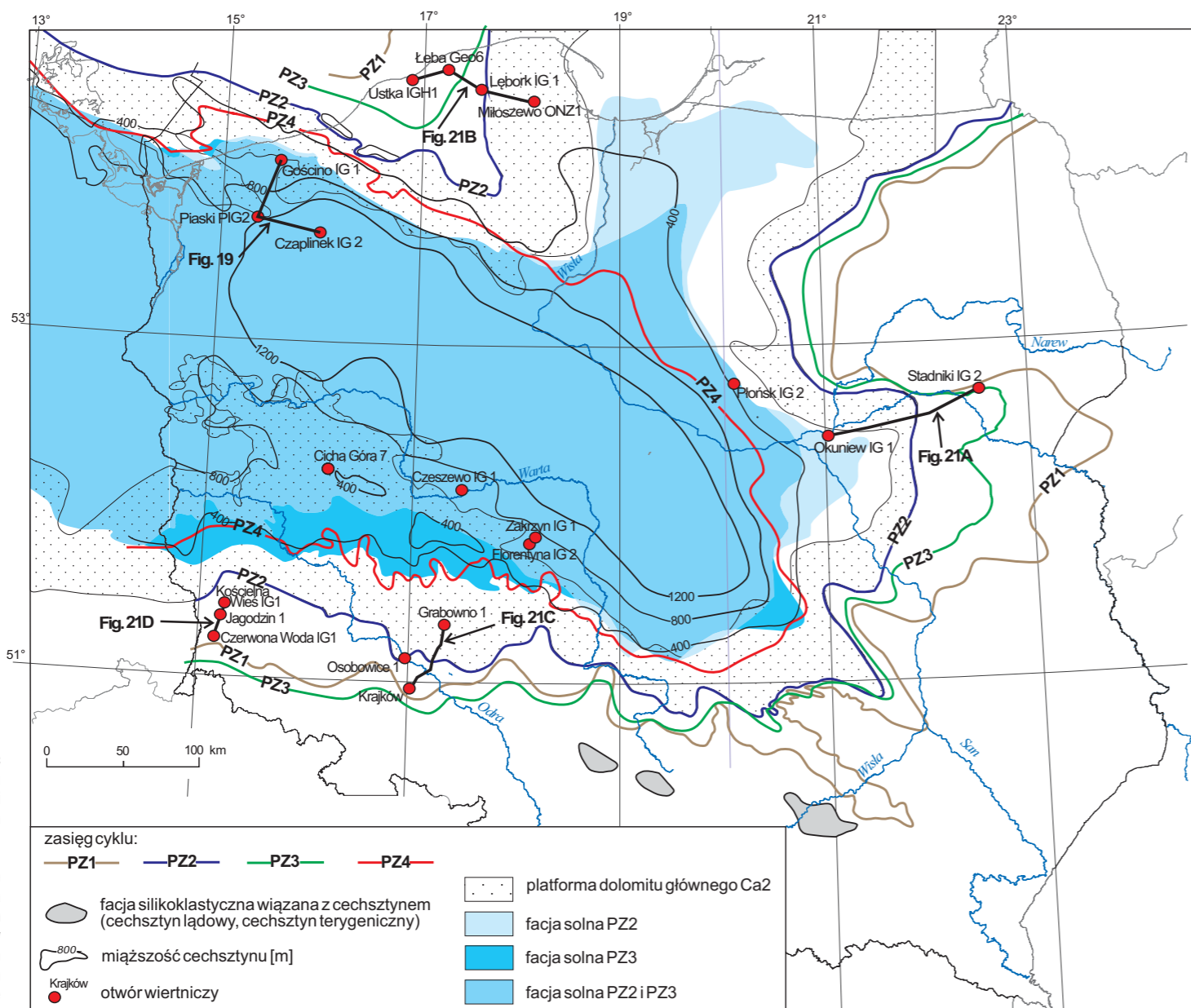


FIG. 5. Miąższość utworów cechsztynu i pierwotne zasięgi cykli (wg Peryta i in., 2010a; Krzywca i in., 2017, zmieniono) oraz lokalizacja wybranych otworów wiertniczych wspomnianych w tekście

TAB. 2. Stratygrafia cechsztynu Polski (litostratygrafia środkowej części zbiornika wg Wagnera, 1994, zmieniono; litostratygrafia przedziału anhydryt dolny–najstarsza sól kamienna w peryferycznej części zbiornika wg Dyjaczynskiego, Peryta, 2014; stratygrafia sekwencji wg Wagnera, Peryta, 1997, zmieniono)

LITOSTRATYGRAFIA				STRATYGRAFIA SEKWENCJI												
C	S	Z	T	Y	N	formacja rewalska / stropowa seria terygeniczna PZt		LST	PZS5-C 3.3	PZS5-C 3						
						PZ4e	ogniwo z Nakła				formacja z Piławy	PZS5-C 3.2				
						PZ4d	ogniwo z Wałcza									
						PZ4c	ogniwo z Jastrowia									
							ogniwo z Piły									
							ogniwo ze Złotowa									
						PZ4b	Na4b <sub>2</sub>				najmłodsza sól kamienna stropowa	formacja z Koryncty	PZS5-C 2			
							T4b <sub>2</sub>				czerwony il solny górny – część górna					
							Na4b <sub>1</sub>				sól rozdzielająca					
							T4b <sub>1</sub>				czerwony il solny górny – część dolna					
							PZ4a				Na4a <sub>2t</sub>			najmłodsza sól kamienna górna ilasta	formacja z Parsęty	PZS5-C 1
											Na4a <sub>2</sub>			najmłodsza sól kamienna górna		
PZ4a	A4a <sub>2</sub>	anhydryt pegmatytowy górny	formacja z Gwidy	PZS5												
	Na4a <sub>1</sub>	najmłodsza sól kamienna dolna														
	A4a <sub>1</sub>	anhydryt pegmatytowy dolny														
	Na4a <sub>0</sub>	sól podścielająca														
	T4a	czerwony il solny dolny														
	Na3t	młodsza sól kamienna ilasta														
C	E	C	H	C	H	cechsztyń 3 PZ3		HST	MFS	PZS4						
						Na3	młodsza sól kamienna (młodsza sól potasowa)									
						A3	anhydryt główny									
						Ca3	dolomit płytowy									
						T3	szary il solny									
						cechsztyń 2 PZ2	A2r				anhydryt kryjący	LST				
							Na2r				starsza sól kamienna kryjąca					
							K2				starsza sól potasowa					
							Na2				starsza sól kamienna					
							A2				anhydryt podstawowy					
							Ca2				dolomit główny					
						cechsztyń 1 PZ1	A1g				anhydryt górny	HST				
Na1	najstarsza sól kamienna															
A1d	anhydryt dolny															
Ca1	wapień cechsztyński															
T1	łupek miedzionośny															
Zp1	zlepieniec podstawowy															

Na1g	najstarsza sól kamienna górna
A1s	anhydryt dolny
Na1d	najstarsza sól kamienna dolna
A1d	anhydryt dolny

TAB. 3. Korelacja wydziałów litostratygicznych cechsztynu na obszarze wschodniej części południowego basenu permickiego (wg Peryta i in., 2010a)

Niemcy (Paul i in., 2020)		Polska (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1997)		Rejon Kaliningradu (Zagorodnykh i in., 2001)		Litwa (Kadunas, 2001)						
Fulda-Folge (Z7)	Obere Fulda-Fm.	PZ4e	formacja rewalska	Komevskaya Suita								
	Untere Fulda-Fm.							PZ4d				
Friesland-Folge (Z6)	Friesland-Salz	PZ4c										
	Friesland-Sulfat											
	Unterer Friesland-Tonstein											
Ohre-Folge (Z5)	Ohre-Salz	PZ4b	najmłodsza sól kamienna stropowa									
	Ohre-Sulfat		czerwony il solny górny – część górna									
	Ohre-Tonstein		sól rozdzielająca									
			czerwony il solny górny – część dolna									
Aller-Folge (Z4)	Aller-Salz	PZ4a	najmłodsza sól kamienna górna ilasta									
								najmłodsza sól kamienna górna				
								anhidryt pegmatytowy górny				
	Aller-Sulfat		najmłodsza sól kamienna dolna									
												anhidryt pegmatytowy dolny
												sól podścielająca
												czerwony il solny dolny
Leine-Folge (Z3)	Leine-Salz, Kaliflöz	PZ3	młodsza sól kamienna ilasta	Mamonovskaya Suita	Šventapilis (Mamonovo)							
			młodsza sól kamienna (młodsza sól potasowa)									
	Leine-Sulfat		anhidryt główny									
	Leine-Karbonat		dolomit płytowy									
Stassfurt-Folge (Z2)	Unterer Leine-Tonstein	PZ2	szary il solny	Galinskaya Suita	Galinda							
	Oberer Stassfurt-Tonstein		anhidryt kryjący									
	Kaliflöze, Stassfurt-Salz		starsza sól kamienna kryjąca	Aystmarskaya Suita	Aistmarės							
				starsza sól potasowa								
Werra-Folge (Z1)	Unteres Stassfurt-Sulfat	PZ1	starsza sól kamienna	Pregolskaya Suita								
	Stassfurt-Karbonat		anhidryt podstawowy									
	Oberer Werra-Tonstein		dolomit główny					Guryevskaya Suita	Žalgiriai			
	Oberer Werra-Sulfat		anhidryt górny									
	Kaliflöze, Werra-Salz		anhidryt dolny									
	Unteres Werra-Sulfat		wapień cechsztyński					Muravievskaya Suita	górną podsuita	Naujoji Akmenė		
	Werra-Karbonat		łupek miedzionośny					środkową podsuita	Sasnava			
Kupferschiefer												

2001). Później natomiast przemożną rolę odgrywała batymetria powstała w trakcie depozycji utworów cechsztynu, a zwłaszcza fakt powstania platform ewaporatowych cyklu PZ1 (np. Dyjaczynski, Peryt, 2014; Słotwiński, Burliga, 2023). Dość znaczącą rolę w trakcie sedymentacji cechsztyńskiej odgrywała aktywność tektoniczna, o czym świadczą przykłady z rejonu świętokrzyskiego (np. Kutek, Głazek, 1972; Kowalczewski, Rup, 1989; Szulc i in.,

2015) czy też wyniesienia GWP (np. Kiersnowski i in., 2010; Dyjaczynski, Peryt, 2014; Raczyński i in., 2017). Istotne znaczenie miała zróżnicowana lokalna ekstensja i subsydenca (Krzywiec i in., 2019), a także subsydenca termotektoniczna, wyraźnie związane z budową podłoża polskiego zbiornika cechsztyńskiego (Wagner i in., 1978; Wagner, 1988), jak również subsydenca kompacyjna, w tym związana z dehydratacją gipsów (Dyjaczynski, Peryt, 2014).

## Litostratigrafia

### 2.1. CZERWONY SPĄGOWIEC

Hubert Kiersnowski

#### 2.1.1. Zasady i nomenklatura

Stratigrafia permu w południowym basenie permickim jest oparta na podziale litostratygicznym (Gebhardt i in., 1991; Helmuth, Süsmuth, 1993; Schneider, Gebhardt, 1993; Cameron, 1993; Johnson i in., 1994). Ze względu na podobną budowę geologiczną odniesienie do wydziałów litostratygicznych dolnego i górnego czerwonego spągowca w Polsce stanowią niemieckie podziały stratygraficzne czerwonego spągowca umożliwiające nawiązanie do innych podziałów stratygraficznych permu łącznie z skalami numerycznymi (Menning, 1995a, b, 2001; Menning i in., 2006, 2022).

Główną podstawę dla regionalnych podziałów litostratygicznych, mogących stanowić odniesienie do wydziałów litostratygicznych stosowanych w południowym basenie europejskim (Gast i in., 2010) są osady centralnego basenu czerwonego spągowca oraz basenu dolnośląskiego (fig. 3, 4). W tabeli stratygraficznej Polski (Wagner, 2008) zastosowano formalny podział litostratygiczny czerwonego spągowca basenu polskiego zaproponowany przez Karnkowskiego (1981). Podział ten trudno jest jednak odnieść do podziału stratygraficznego stosowanego w basenie północnoniemieckim (Gebhardt i in., 1991; Kiersnowski i in., 1995), chociaż ma on pośrednie nawiązanie do podziału litostratygicznego górnego czerwonego spągowca stosowanego w południowej części Morza Północnego i Holandii (Rhys, 1975; Karnkowskiego, 1999b). Trudność polega na tym, że litostratigrafia czerwonego spągowca w basenie północnoniemieckim i polskim (*sensu* Pokorski, 1981b) obejmuje cały górny czerwony spągowiec, natomiast litostratigrafia górnego czerwonego spągowca stosowanego w południowej części Morza Północnego i Holandii, obejmuje tylko górną część górnego czerwonego spągowca.

Podział Karnkowskiego (1981) jest podziałem formalnym, czyli spełniającym kryteria wydzielenia jednostek litostratygicznych, i – jak wspomniano – został ujęty w „Tabeli stratygraficznej Polski” (Wagner, 2008; fig. 6). Z kolei podział nieformalny, zaproponowany przez Pokorskiego (1981b; fig. 7), został oparty na zasadzie stratygraficznego następstwa warstw i wziął pod uwagę podziały stratygraficzne stosowane w północnoniemieckim basenie czerwonego spągowca (Plein, 1978; fig. 8), graniczącym z polskim basenem czerwonego spągowca. Z uwagi na użyteczność tego podziału, podział wprowadzony przez Karnkowskiego (1981) nie jest praktycznie stosowany, gdyż jego adaptacja na cały basen czerwonego spągowca, w tym na baseny sudeckie, nie sprawdza się w praktyce, prowadząc do nieporozumień (zob. np. Kowalski, Furca, 2023, 2024; Karnkowskiego, 2024).

#### 2.1.2. Formalne jednostki litostratygiczne

Formalny podział grupy czerwonego spągowca w Polsce został przedstawiony przez Karnkowskiego (1981). Należy zauważyć, że podział ten w istocie dotyczy utworów czerwonego spągowca w rejonie basenu Poznania i został przez autora zaimplementowany bez podania uzasadnienia na cały obszar występowania utworów czerwonego spągowca w Polsce. W podziale tym grupa czerwonego spągowca dzieli się na dwie podgrupy: dolną – dolnośląską i górną – wielkopolską (Karnkowskiego, 1981).

Do podgrupy dolnośląskiej zalicza się utwory: formacji z Dolska (bez ogniwa z Kalej – Karnkowskiego, 1977) oraz formacji wulkanitów z Wyrzeki, a także formację zlepieńców z Książa Wielkopolskiego.

Do podgrupy wielkopolskiej zaliczono utwory: formacji ilowców z Piły razem z ogniwem zlepieńców z Polwicy oraz ogniwem zlepieńców sołeckich; formacji piaskowców z Siekierok razem z ogniwem zlepieńców z Polwicy oraz ogniwem zlepieńców sołeckich; formacji zlepieńców z Książa Wielkopolskiego. Formacja ilowców z Piły, piaskowców z Siekierok i zlepieńców z Książa Wielkopolskiego są litostratygicznymi formacjami obocznymi (tab. 4; fig. 6).

W podgrupie wielkopolskiej można wyróżnić sześć sekwencji (Karnkowskiego, 1999a, c): 1. sekwencja – związana z epizodem tektonicznym po zakończeniu aktywności wulkanicznej (osady ogniwa zlepieńców z Polwicy i jego ekwiwalenty); 2. sekwencja (osady pomiędzy ogniwem z Polwicy a osadami głównego epizodu suchego); 3. sekwencja (osady głównego epizodu suchego); 4. sekwencja (osady pomiędzy głównym epizodem suchym a epizodem tektonicznym związanym z ogniwem sołeckim); 5. sekwencja (osady ogniwa zlepieńców sołeckich i osadów z nimi genetycznie stowarzyszonych); 6. sekwencja (osady pomiędzy ogniwem sołeckim a morskimi osadami cechsztynu).

#### 2.1.3. Nieformalne jednostki litostratygiczne

Nieformalny podział utworów czerwonego spągowca w Polsce został zaproponowany przez Pokorskiego (1981b); podział ten – nawiązujący, jak wspomniano, do podziału stosowanego w basenie północnoniemieckim – podlegał później licznym modyfikacjom (np. Pokorski, 1997; Hoffmann i in., 1997). Pokorski (1981b) zaproponował podział nadgrupy czerwonego spągowca na dwie grupy: Odry (dolny czerwony spągowiec) i Warty (górny czerwony spągowiec) (Pokorski, 1981b) (fig. 8; tab. 5). W grupie Odry znajduje się wielkopolska formacja wulkanogeniczna z ogniwem obrzyckim; a w górnej części grupy występuje formacja z Kórnika o niepewnej pozycji stratygraficznej. Formacje te zostały utożsamione z autunem. Grupa Odry obejmuje również osady najwyższego karbonu, ponieważ granica karbon/perm w kontynentalnym basenie klasycznym jest często nieokreślona, a osady karbońskie mogą występować w litofacji czerwonego spągowca.

Wielkopolska formacja wulkanogeniczna została podzielona na dwie części: dolną reprezentującą dacyty i górną reprezentującą riolity (Ryka, 1981, 1989). Obie te części są rozdzielone skalami osadowymi (epiklastyczne osady międzywulkaniczne wg Maliszewskiej i in., 2003, 2016).

W grupie Warty Pokorski (1981b) wydzielił dolną formację Drawy z ogniwem z Reska oraz górną formację Noteci z ogniwem z Zabartowa; obie te formacje zostały później uznane za podgrupy (Hoffmann i in., 1997). Grupa Warty jest utożsamiana z saksonem. Granica tego wydzielenia z autunem jest niezdefiniowana i ma przebieg diachroniczny.

W stropie osadów grupy Warty Pokorski (1976a, 1981a, b, 1987) wydzielił w strefie Teisseyre'a-Tornquista warstwy miastecckie (formacja z Miastka) i warstwy darłowskie (formacja z Darłowa). Warstwy miastecckie i warstwy darłowskie mogą być łączone z białym

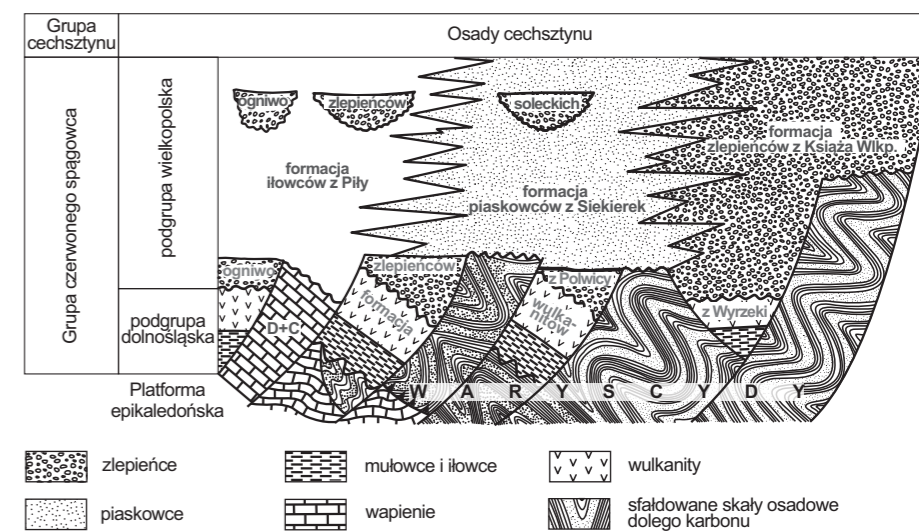


FIG. 6. Formalny podział litostratygiczny utworów czerwonego spągowca wg Karnkowskiego (1994)

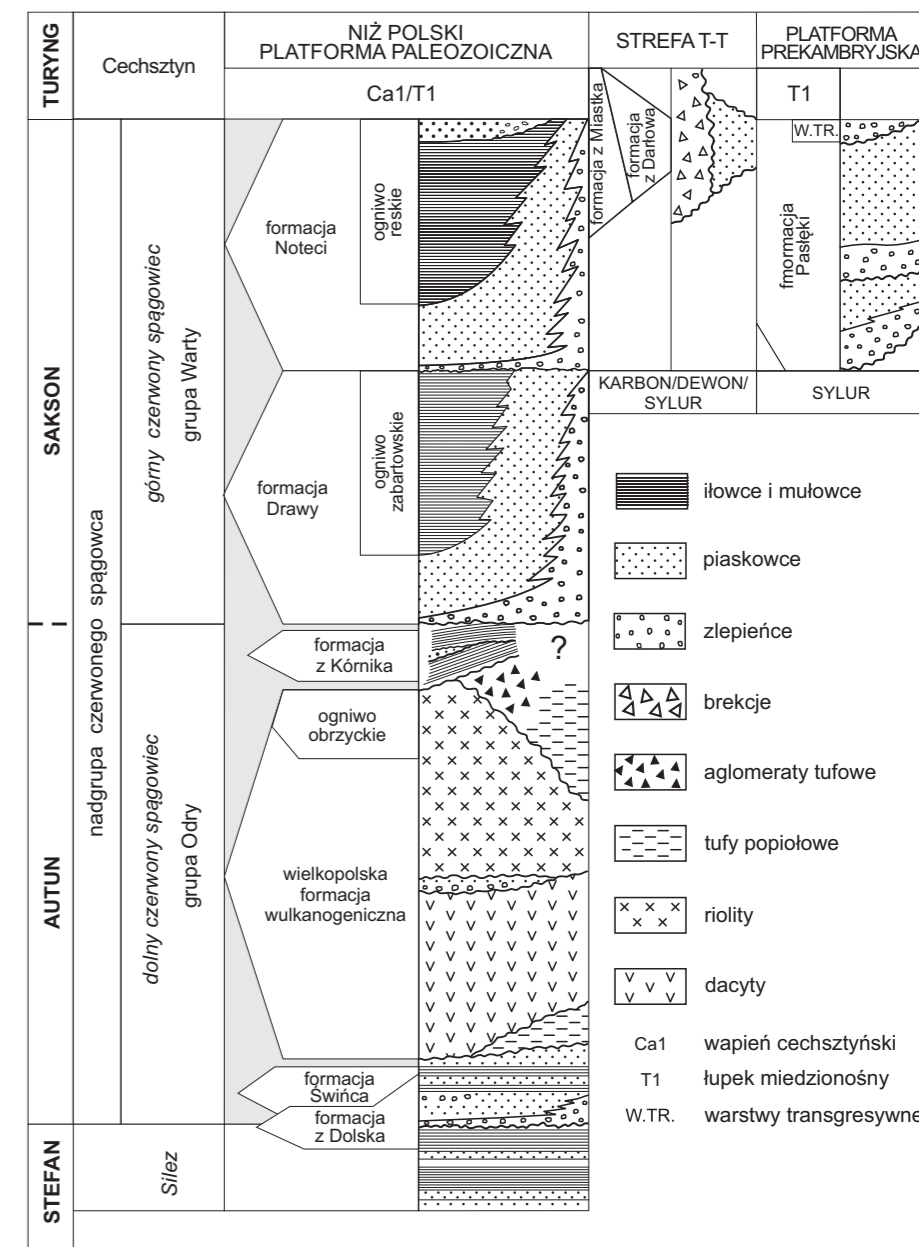


FIG. 7. Tabela litostratygiczna czerwonego spągowca (Pokorski, 1988b), częściowo zmieniono

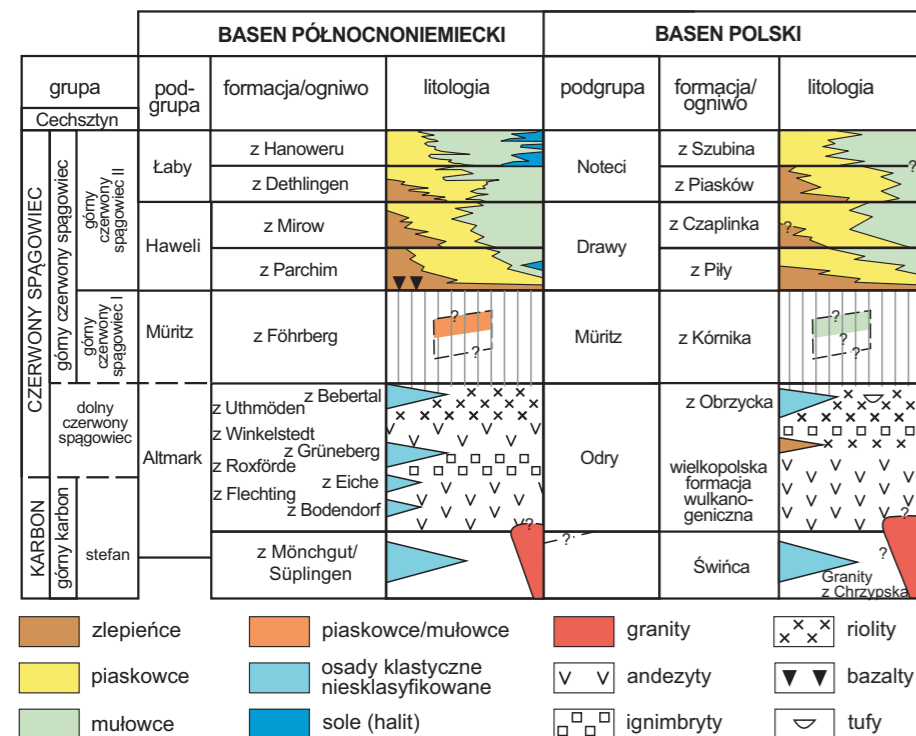


FIG. 8. Powiązanie litostratygrafii czerwonego spągowca basenu polskiego i basenu północnoniemieckiego (Hoffmann i in., 1997)

sięg tych osadów jest słabo rozpoznany; jedynie zasięg występowania osadów formacji z Dolska został opublikowany przez Karnkowskiego (1999a).

W obrębie górnokarbońsko-dolnopermskich osadów wulkanicznych stwierdzono występowanie miejscami miększych osadów klastycznych (formacja z Kargowej). Powstały one w obszarach o zróżnicowanej morfologii skał wulkanicznych (stratowulkany) w miejscach obniżonych (depocentach; Geissler i in., 2008) lub na skłonach wyniesień zbudowanych ze skał karbońskich (formacja ze Strzelec Krajeńskich – tab. 7). Bardziej rozległe baseny sedymentacyjne powstały w trakcie zaniku ostatniej fazy wulkanizmu waryscyjskiego w obrębie rowów tektonicznych związanych z schyłkowymi ruchami powaryscyjskimi. Baseny wypełniają osady klastyczne (częściowo węglanowe), epiklastyczne i piroklastyczne (formacja z Zielonej Góry z ogniemw zlepieńców z Chyże i ogniemw zlepieńców z Jezierzyc oraz formacja z Pniew i formacja z Objezierza; tab. 7; fig. 10, 11).

2.1.5.2. Baseny poboczne

W basenie podlaskim (Pokorski, 1971, 1978c, 1988b; Kiersnowski, 2023a) występują osady formacji Wilgi (Kiersnowski, Pokorski, 2019), w basenie warmińskim (Pokorski, 1981a, 1987, 1988b; Kiersnowski, 2023a) – osady formacji Pasłęki (Łyny) w obrębie granic Polski, które mogą być korelowane z osadami formacji z Perjola (Šliaupa, Čyžienė, 1999) na terenie Litwy, a w basenie śląskim (Pokorski, 1976a, 1987, 1997; Kiersnowski, 2023a) – osady dwóch obocznych formacji: z Darłowa i z Miastka (Pokorski, 1988b) (fig. 3; tab. 6).

Basen Solarnia–Tarnowskie Góry (zachodnia część basenu Sławkowa; Kiersnowski, 1991; Karnkowskiego, 1992) to osady klastyczne formacji z Bolesławia łącznie z ogniwami z Tarnowskich Gór i z Krzykawy.

Basen Sławkowa i basen Nieporaz–Brodla (Kiersnowski, 1991) to osady klastyczne (formacja ze Sławkowa – ily sławkowskie i formacja z Myślachowic – zlepieńce myślachowickie) w zachodniej części oraz skały wulkaniczne (riodacyty, ignimbryty, trachyandezyty i tufy we wschodniej części).

Basen Liplas–Tarnawa (Kiersnowski, 2001a; Poprawa i in., 2001) to nienazwane osady permotriasu (Moryc, 2014), występujące również w rowie Jadownik i rowie Jachówki (fig. 12, tab. 8).

2.1.5.3. Baseny sudeckie (internidy waryscyjskie)

Basen śródsudecki. Osady czerwonego spągowca występują w znacznej części na powierzchni, co ułatwiło rozpoznanie i wydzielenie jednostek litostratygraficznych (Mastalerz i in., 1993; Racyński i in., 1998; Wojewoda, 2022). Jednostki te wydzieleno oddzielnie w czeskiej i polskiej części basenu śródsudeckiego, uznając czasami brak możliwości ścisłej korelacji stratygraficznej ze względu na częste zmiany oboczne litofaj osadowych (Lojka i in., 2008). Podział litostratygraficzny osadów czerwonego spągowca basenu śródsudeckiego bazuje na cyklicznej strukturze sukcesji, będącej podstawą korelacji poszczególnych jednostek. Sukcesja czerwonego spągowca składa się z następujących formacji litostratygraficznych: formacja z Ludwikowic z ogniemw dolnych łupków antrakozjowych (górną stefan?); formacja z Krajjanowa z ogniemw górnych łupków antrakozjowych (dolny autun); formacja ze Słupca z wulkanicznym ogniemw z Nowej Rudy i ogniemw łupków walchuiowych (środkowy i górny autun); formacja z Radkowa (saksun). Ogniw wulkaniczne z Nowej Rudy jest utożsamiane z formacją z Gór Suchych (Nowakowski, 1968), a formacja z Radkowa jest przypisywana do górnego czerwonego spągowca (saksunu) (Wojewoda, 2019, 2022; fig. 13; tab. 9).

Basen północnosudecki. Osady czerwonego spągowca były deponowane w systemie rowów tektonicznych. Obecnie występują częściowo na powierzchni, a częściowo rozpoznane są tylko wierceniami. Profil litostratygraficzny dotyczy centralnej i południowej części basenu północnosudeckiego (Milewicz, 1985a; Mastalerz, 1990).

Osady basenu północnosudeckiego są reprezentowane od spągu przez: formację ze Świerzawy, w skład której wchodzi: flaglomerat i dolne łupki antrakozjowe (przypisane do karbonu – stefanu); dolne warstwy ze Świerzawy i górne łupki antrakozjowe przypisane do poranna karbonu i permu (dolnego czerwonego spągowca) oraz górne warstwy ze Świerzawy. Następnie profil (sukcesja) obejmuje: kompleks eruptywny (formacja z Wielisławki) składające się z dwóch cykli i trzech poziomów skał wulkanicznych przedzielonych skałami osadowymi, piaszczyste łupki czerwone, przynależne do środkowego czerwonego spągowca. W górnym czerwonym spągowcu wyróżniono osady formacji z Bolesławca zawierające: zlepieńce główny i dolny zlepieńce graniczny (Karnkowskiego, 1981; fig. 14; tab. 10).

TAB. 4. Formalny podział litostratygraficzny grupy czerwonego spągowca w Polsce wg Karnkowskiego (1977), z późniejszymi uzupełnieniami (Karnkowskiego, 1981, 1987a, 1994)

Nazwa jednostki (pochodzenie nazwy)	Obszar występowania	Podrzędne jednostki stratygraficzne	Opis	Uwagi
Podgrupa dolnośląska (od krainy historycznej Dolny Śląsk)		formacja z Dolska, formacja ze Świerzawy, formacja z Wielisławki, formacja wulkanitów z Wyrzeki	w dolnej części skały osadowe, w górnej – głównie skały wulkaniczne	odpowiednikiem podgrupy dolnośląskiej jest grupa Odry (Pokorskiego, 1981b, 1988a)
Podgrupa wielkopolska (od krainy historycznej Wielkopolska)	Wielkopolska, Dolny Śląsk, Sudety (baseny północnosudeckie i śródsudeckie), obszar śląsko-krakowski, Pomorze Zachodnie	formacja zlepieńców z Książa Wlkp., formacja piaszkowców z Siekierok, formacja ilowców z Pily	w obrębie podgrupy wyodrębniono trzy oboczne formacje litostratygraficzne, odpowiadające różnym częściom centralnego basenu sedymentacyjnego czerwonego spągowca (strefa brzeżna, przejściowa i centralna): zlepieńców z Książa Wlkp., piaszkowców z Siekierok, ilowców z Pily; dwie ostatnie formacje w dolnej i górnej części zawierają zlepieńce wydzielone odpowiednio w ogniw zlepieńców z Polwicy i ogniw zlepieńców soleckich. W skład podgrupy wchodzi również formacja z Bolesławca w basenie północnosudeckim. Dolna granica podgrupy erozyjna, ku górze przejście sedymentacyjne w grupę cechsztyńską (por. Karnkowskiego, 1994)	odpowiednikiem podgrupy wielkopolskiej jest grupa (podgrupa) Warty (Pokorskiego, 1981b, 1988a)
Formacja wulkanitów z Wyrzeki (od otworu Wyrzeka 1)	Pomorze Zachodnie, Wielkopolska, południowa część monokliny przedsudeckiej, baseny północnosudeckie i śródsudeckie, NW obrzeżenie GZW		kompleks obojętnych (trachybazalty) i kwaśnych (porfiry kwarcowe) skał wulkanicznych i ich tułów. Formacja wulkanitów z Wyrzeki spoczywa na formacji z Dolska lub wprost na starszym podłożu; przykrywają ją osady równoleżnikowej formacji: ilowców z Pily, piaszkowców z Siekierok, zlepieńców z Książa Wlkp. (Marcinowski, 2004); miąższość do 350 m	obszar typowy dokumentowany profilami otworów wiertniczych na wschód od strefy dyslokacyjnej Poznań: Wyrzeka 1, Kaleje 4, 5, Książ Wlkp. 3. Formacja wydzieleno jako alloformacja Baryczy (Karnkowskiego, 1987a) na podstawie cykliczności aktywności wulkanicznej; poszczególne kompleksy eruptywne (wulkanit, skała wulkanoklastyczna, skała piroklastyczna plus skała osadowa) można przypisać allogeniom; nadrzędna allopodgrupa Odry (wg podziału Pokorskiego, 1981b). Odpowiednikami formacji są: kompleks eruptywny (wielkopolski) (Dziedzic, 1961; Kozłowski, Parachoniak, 1967; Sokołowski, 1967; Milewicz, 1976), formacja eruptywna (Maliszewska, Pokorskiego, 1978), wielkopolska formacja wulkanogenniczna (Pokorskiego, 1981b, 1987). Korelacja formacji wulkanitów z Wyrzeki ze skałami wulkanicznymi dolnego czerwonego spągowca występującymi w innych basenach jest wątpliwa z powodu rozmaitych typów skał wulkanicznych. Profile referencyjne: Wyrzeka 1, Kaleje 4, 5, Książ Wlkp. 3
Formacja z Dolska (od otworu Dolsk 1)		ogniw zlepieńców z Kalej	w dolnej części piaszkowce szare, średnio- i drobnoziarniste z przewarstwieniami mulowców, w części górnej czerwono-brunatne ilowce i mulowce z podrzędną ilością piaszkowców i zlepieńców. Granica dolna erozyjna z kulmem lub jeszcze starszym podłożem, górna z formacją wulkanitów z Wyrzeki; wg Karnkowskiego (1977) formacja z Dolska nawiercono w pięciu otworach: Dolsk 1, Wyrzeka 1, Śrem. 1, Kaleje 2 i 5; cechą charakterystyczną jest silne nachylenie tektoniczne stwierdzone w niektórych profilach. Miąższość od kilkudziesięciu do ok. 800 m	według Karnkowskiego (1987a) formacja z Dolska w podziale allostratygraficznym może być podzielona na dwie alloformacje: dolną (alloformacja Kaczawy odpowiadającą osadom szarym i czarnym) i górną (alloformacja Kwisy – osadom czerwono-brunatnym); nadrzędna jest w tym podziale allopodgrupa Odry (wg Pokorskiego, 1981b). Utwory formacji Dolska są parralelizowane z osadami nieformalnej formacji Świńca (Pokorskiego, 1988a), w nieformalnym podziale stratygraficznym Maliszewskiej i in. (2003, 2016) są to utwory serii osadowej podwulkanicznej. Profil referencyjny: Dolsk 1
Formacja ilowców z Pily (od otworu Pila IG 1)	Pomorze Zachodnie	ogniw zlepieńców z Polwicy i ogniw zlepieńców soleckich	mulowce i ilowce z przewarstwieniami piaszkowców drobnoziarnistych i pylastych. Występują również niewielkie skupienia anhydrytu; w niektórych profilach w dolnej i środkowej części formacji występują nieciągłe litosomy zlepieńców, które wyróżniono w randze ogniw: starsze ogniw zlepieńców z Polwicy, młodsze ogniw zlepieńców soleckich; dolna granica formacji – z formacją wulkanitów z Wyrzeki lub z klastycznych osadów dolnego karbonu oraz westfalu. W centralnych częściach basenu, o największej subsydencji, sumaryczna miąższość osadów drobnoziarnistych może wynosić do 1000 m	formacja ilowców z Pily, wg Kiersnowskiego (ta praca) powinna się dzielić na dwie części (dolną i górną), których granice stanowią osady gruboklastyczne ogniw zlepieńców soleckich; podział taki jest uwarunkowany, charakterystycznymi zmianami litologicznymi, uwarunkowanymi zmianami klimatycznymi
Formacja piaszkowców z Siekierok (od otworu Siekierki Wielkie 3)	Wielkopolska, Pomorze Zachodnie, Dolny Śląsk	ogniw zlepieńców z Polwicy i ogniw zlepieńców soleckich	głównie drobno- i średnioziarniste piaszkowce kwarcowe o spoiwie ilasto-żelazistym, rzadziej piaszkowce grubo- i różnoziarniste; w niektórych profilach w dolnej i środkowej części formacji występują nieciągłe litosomy zlepieńców, które wyróżniono w randze ogniw: starsze ogniw zlepieńców z Polwicy, młodsze ogniw zlepieńców soleckich; dolna granica formacji – z formacją wulkanitów z Wyrzeki, formacją z Dolska lub ze starszym podłożem, natomiast górna – z łupkiem miedzionośnym lub wapieniem podstawowym grupy cechsztyńskie. Miąższość do ok. 700 m (otwór Września IG 1) oraz do ok. 1000 m w otworze Kórnik 1	utwory znane również jako nieformalne podgrupy Drawy i Noteci (Hoffmann i in., 1997; w tymże – nieformalne formacje; Pokorskiego, 1988a); formacja piaszkowców z Siekierok występuje obocznie pomiędzy formacją zlepieńców z Książa Wielkopolskiego a formacją ilowców z Pily
Formacja zlepieńców z Książa Wielkopolskiego (od otworu Książ Wielkopolski 3)	Wielkopolska, Pomorze Zachodnie; baseny: perybaltycki, śląski i podlaski, północnosudecki i śródsudecki, obszar śląsko-krakowski		głównie zlepieńce i brekcje z przewarstwieniami piaszkowców i mulowców, o miąższości od kilkudziesięciu do ok. 400 m; brekcje i zlepieńce złożone w przewadze z okruchów i otoczków skał wulkanicznych oraz z innych skał podłoża paleozoicznego, a także – rzadko – z intraklastów czerwono-brunatnych mulowców, pochodzących z redepozycji cienkich warstw ilowców występujących w obrębie facji gruboklastycznych; osady formacji zawsze otaczają obszary źródłowe dla materiału okruchowego. Granica dolna formacji: erozyjna, z formacją wulkanitów z Wyrzeki, formacją z Dolska lub starszym podłożem; granica górna – z łupkiem miedzionośnym lub wapieniem podstawowym (grupa cechsztyńskie)	korelacja formacji zlepieńców z Książa Wielkopolskiego ze zlepieńcami czerwonego spągowca, występującymi na Pomorzu Zachodnim, w południowej części monokliny przedsudeckiej, w basenach północno- i śródsudeckim oraz w obszarze śląsko-krakowskim jest wątpliwa z powodu odmiennego składu zlepieńców i zróżnicowanego czasu ich powstania
Ogniw zlepieńców soleckich (od otworu Solec 2)			brekcje, zlepieńce i zlepieńce piaszczyste, złożone w przewadze z okruchów i otoczków skał wulkanicznych, o miąższości 60–120 m; ogniw występujące w sposób nieciągły w środkowej części formacji piaszkowców z Siekierok oraz wg Karnkowskiego (1994 i prace wcześniejsze), ogniw pod taką samą nazwą występuje również w obrębie formacji ilowców z Pily. Według Karnkowskiego (1977) w obrębie środkowej części formacji piaszkowców z Siekierok w profilach otworów Kaleje 2, 3, 4, 5, 6 oraz Polwica 1 i Solec 1 występuje seria zlepieńców złożonych głównie z okruchów obojętnych skał wulkanicznych; spotyka się przewarstwienia piaszkowców, a część profilu tworzy piaszkowiec zlepieńcowaty	ogniw zlepieńców soleckich może być traktowane jako rozpoczynające sedymentację osadów nieformalnej podgrupy Noteci (Hoffmann i in., 1997); jego odpowiednikiem jest ogniw zlepieńców z Czaplinka (Kiersnowski, 2023b), które jest reprezentowane przez zlepieńce, w znacznym stopniu węglanowe. Profile referencyjne: Kaleje 2, 3, 4, 5, 6, Polwica 1, Solec 1 i 2
Ogniw zlepieńców z Polwicy (od otworu Polwica 1)	Wielkopolska (basen Poznań)		według Karnkowskiego (1977) w skład ogniw zaliczono zlepieńce o miąższości ok. 100 m występujące w spagowej partii profilu saksunu; stratotypowe zlepieńce są zbudowane prawie wyłącznie ze zlepieńców obojętnych, średnio wysortowanych okruchów porfirów kwarcowych	zlepieńce nawiercane bezpośrednio na skałach wulkanicznych lub skałach osadowych dolnego karbonu zostały zaliczone przez Karnkowskiego (1977) do formacji zlepieńców z Książa Wielkopolskiego, w przypadku występowania nad nimi piaszkowców (formacja piaszkowców z Siekierok) lub ilowców (formacja ilowców z Pily), zlepieńce te uzyskały status ogniw (ogniw zlepieńców z Polwicy) związanego z wymienionymi formacjami, w niektórych wypadkach dolna granica może być utożsamiana z dolną granicą nieformalnej podgrupy Drawy (Hoffmann i in., 1997). Profil referencyjny: Polwica 1

TAB. 5. Podział litostratigraficzny nadgrupy czerwonego spagowca w środkowej części centralnego basenu czerwonego spagowca wg Pokorskiego (1981b), z późniejszymi zmianami i uzupełnieniami innych autorów

Nazwa jednostki (pochodzenie nazwy)	Kreator nazwy, historia badań	Profil referencyjny/stratotyp	Opis	Uwagi
Grupa Odry (od rzeki Odry)	<b>Pokorski (1981b, 1988a)</b>	–	w części dolnej – skały terygeniczne, w górnej – głównie skały wulkaniczne	nieformalny odpowiednik podgrupy dolnośląskiej, należącej do grupy czerwonego spagowca (Karkowski, 1987b); grupa Odry została później przedstawiona jako podgrupa i skorelowana z podgrupą Altmark w północnoniemieckim basenie czerwonego spagowca (Hoffmann i in., 1997)
Formacja Świrca (od rzeki Świniec)	<b>Pokorski (1981b)</b>	otwór Strzeżewo 1	zbudowana z piaskowców z przewarstwieniami mulowców i poziomami zlepieńców; dolna granica formacji Świrca ma charakter erozyjny, górna – jest zapewne erozyjna; stanowią ją skały wulkaniczne wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej. Miąższość ok. 100 m	formalnym ekwiwalentem jest formacja z Dolska (Karkowski, 1987b), wg Hoffmanna i in. (1997) formacja ta powinna być definiowana jako permo-karbońska epiklastyczna formacja podwulkaniczna; formacja Świrca została skorelowana z warstwami z Monchgut, wydzielanymi na Rugii (Hirschmann i in., 1975; Dybova-Jachowicz, Pokorski, 1984)
Wielkopolska formacja wulkanogeniczna (od krainy Wielkopolska)	<b>Pokorski (1981b, 1988b)</b>	otwory: Obrzycko 1, Września IG 1, Polwica 1	kompleks obojętnych (trachybazalty) i kwaśnych (porfiry kwarcowe) skał wulkanicznych i ich tułów; Pokorski (1988b) wymienił: aglomeraty tułowe, tufy popiołowe, riolity oraz dacyty. Miąższość przeciętnie kilkaset metrów (głównie otwory z rejonu Wielkopolski – Maliszewska i in., 2016), maksymalnie przeszło 1670 m w otworze Ośno IG 1 (skały wulkaniczne nieprzewiercone)	nieformalny odpowiednik formacji wulkanitów z Wyrzki (Karkowski, 1987b); koreluje się z pokrywami skał wulkanicznych we wschodniej części Niemiec (Brandenburgia i Pomorze Przednie; Gast i in., 2010); podrzędna jednostka stratygraficzna: ogniwo obrzyckie
Ogniwo obrzyckie (od nazwy otworu Obrzycko 1)	<b>Pokorski (1976b); Maliszewska, Pokorski (1978); Maliszewska (1981)</b>	otwór Obrzycko 1	skały piroklastyczne w stropie wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej (Pokorski, 1988b); są to skały litokrystalno-witroklastyczne w litofacji aglomeratowo-lapilowej i piaskowcowej, rzadziej skały witroklastyczne litofacji popiołowej, wyróżniono tufy złożone wyłącznie z materiału pirogenicznego i tufty zawierające domieszkę składników terygenicznych; są to zityfikowane osady potoków aglomeratowych i laharów, uległe intensywnym przemianom hydrotermalnym, związanym z poeruptywną działalnością wulkanizmu autuńskiego (Maliszewska, Pokorski, 1978). Miąższość do 229,5 m, średnio kilkadziesiąt metrów	pierwszy raz pojęcie „ogniwo obrzyckie” zostało użyte przez Pokorskiego (1976b) i zaproponowane jako formalne wydzielenie litostratigraficzne (Pokorski, 1981b) w obrębie wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej – jednostki nieformalnej; ogniwo to może być korelowane z innymi ogniwami epiklastyczno-piroklastycznymi, jak: ogniwo z Objezierza, ogniwo z Pniew
Formacja z Kórnika (od nazwy otworu Kórnik 1)	<b>Maliszewska, Pokorski (1978); Pokorski (1981b, 1988a, b)</b>	otwór Kórnik 1	mulowce i piaskowce z licznymi przewarstwieniami brązowo-fioletowych ilowców bogatych w muskowit (Pokorski, 1981b); zdaniem Pokorskiego (1997) pierwszorzędne znaczenie mają piaskowce; materiał detrytyczny pochodzi z rozmywania osadów ogniwa obrzyckiego i z denudacji skał karbońskich	nieformalna formacja z Kórnika (Pokorski, 1981b) była umieszczana w najwyższej części grupy Odry w obrębie rozległej luki stratygraficznej pomiędzy wielkopolską formacją wulkanogeniczną a formacją Drawy należącą do grupy Warty; formacja ta jako nadległa na skałami wulkanicznymi i piroklastycznymi wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej, może stanowić epiklastyczne ogniwo tej formacji. Hoffmann i in. (1997) i Pokorski (1997) uznali formację z Kórnika za najniższą część grupy Warty i odnieśli ją do niemieckiej podgrupy Müritz (Gebhardt i in., 1991); w podziale zaproponowanym przez Maliszewską i in. (2003, 2016) są to otwory serii osadowej nadwulkanicznej. Zniszczenie materiału rdzeniowego ze spagu otworu Kórnik 1 czyni niemożliwym weryfikację pozycji stratygraficznej formacji z Kórnika
Grupa Warty (od rzeki Warty)	<b>Pokorski (1981b, 1988a)</b>	–	zlepieńce lub piaskowce zlepieńcowate, rzadziej mulowce i ilowce, wiśniowe i brunatnowiśniowe; zlepieńce z otoczkami skał wylewnych i osadowych (piaskowce kwarcytowe i kwarcyty, wapienie krystaliczne i organogeniczne); dolna granica grupy Warty erozyjna, ku górze następuje przejście sedimentacyjne w łupkę miedzionośny (cechsztyln)	nieformalna grupa Warty (Pokorski, 1981b) jest synonimem podgrupy wielkopolskiej (Karkowski, 1987b). Pokorski (1987: tab. 4) w grupie Warty wydzielił formację Warty nie definiując jej i uznając za ekwiwalent dwóch nieformalnych formacji – drawskiej i noteckiej. Pokorski (w: Hoffmann i in., 1997) wydzielił podgrupy Drawy i Noteci podległe stratygraficznie grupie czerwonego spagowca w jej części górnej (Upper Rotliegend II); zwiększenie rangi stratygraficznej formacji Drawy i Noteci do poziomu podgrupy, spowodowało wydzielenie przez Pokorskiego (w: Hoffmann i in., 1997) odpowiednio podrzędnych stratygraficznie nieformalnych formacji: z Piły i z Czaplinka oraz formacji z Piasków i z Szubina
Podgrupa (wcześniejsza formacja) Drawy (od rzeki Drawa)	<b>Pokorski (1981b, 1987, 1988a)</b>	–	zlepieńce – głównie w części dolnej, przelawiczone mulowcami i ilowcami o barwach czerwonych i wiśniowych, wyżej mulowce i piaskowce. Osady te są dwudzielne: osady dolnej części podgrupy Drawy (dolnej części formacji Drawy) powstawały w basenach (rowach tektonicznych) o relatywnie silnej subsydencji w warunkach klimatu wilgotnego z fazami klimatu suchego (Kiersnowski, 2013), osady górnej części podgrupy Drawy (tj. górnej części formacji Drawy) powstawały w bardziej rozległych basenach sedimentacyjnych (rowach tektonicznych) o relatywnie silnej subsydencji, w warunkach klimatu wilgotnego ze wzrastającym w czasie wpływem klimatu suchego. Miąższość może sięgać >600 m; w otworze Pila IG 1 – 517 m	Pokorski (1981b) wydzielił formację Drawy (formacja drawska) w miejsce wcześniej wydzielanego megacyklu I, a następnie (w: Hoffmann i in., 1997) uznał ją za podgrupę Drawy w górnej części grupy czerwonego spagowca (Upper Rotliegend II), co następnie prowadziło do wydzielenia w jej obrębie formacji z Piły i z Czaplinka. Formacja Drawy jest porównywana do osadów podgrupy Haweli (formacje z Parchim i z Mirow) w północnoniemieckim basenie czerwonego spagowca (Gebhardt i in., 1991; Hoffmann i in., 1997); litostratigraficzna formacja Drawy (Pokorski, 1981b) została wydzielenia jako alloformacja Drawy (Karkowski, 1987a); podrzędna jednostka stratygraficzna: ogniwo zabartowskie
Ogniwo reskie (od nazwy otworu Resko 1)	<b>Pokorski (1981b)</b>	otwory: Resko 1, 3	mulowce i ilowce (osady plał); ogniwo reskie przechodzi obocznie w otwory piaszczyste podgrupy Noteci (formacja z Szubina)	ogniwo reskie zostało wyróżnione przez Pokorskiego (1981b, 1988a, 1997) w celu określenia osadów plał w centralnym basenie czerwonego spagowca; ogniwo reskiemu odpowiada nieformalna formacja ze Złotowa (Guran, 1975)
Podgrupa (wcześniejsza formacja) Noteci (od rzeki Noteć)	<b>Pokorski (1981b, 1987, 1988a)</b>	–	litologia osadów formacji Noteci niewiele różni się od litologii niżej leżącej formacji Drawy, zasadniczą różnicę stanowi występowanie w jej obrębie wtrąceń anhydritów (Pokorski, 1987); osady formacji Noteci to piaskowce i zlepieńce w części spagowej, piaskowce i mulowce w części środkowej oraz mulowce i piaskowce w części stropowej; sumaryczna miąższość osadów tej formacji może sięgać powyżej 600 m (stwierdzona w otworach: 277–437 m); osady dolnej części formacji charakteryzują się szerszym rozprzestrzenieniem w stosunku do osadów formacji Drawy, a osady górnej części formacji Noteci charakteryzują się najszerszym rozprzestrzenieniem; większa część basenu wypełniają osady plał; w części SW występują rozległe pokrywy eoliczne, rozprzestrzenione również na obszarze basenu śląskiego; osady te powstawały w warunkach klimatu suchego z okresowym wzrostem wilgotności	Pokorski (1981b) wydzielił formację Noteci (formacja notecka) w miejsce wcześniej wydzielanego megacyklu II (Pokorski, 1981a), a w Hoffmann i in. (1997) uznał ją za podgrupę podległą stratygraficznie grupie czerwonego spagowca w jej części górnej (Upper Rotliegend II); zwiększenie rangi stratygraficznej formacji Noteci do poziomu podgrupy, spowodowało wydzielenie przez Pokorskiego (w: Hoffmann i in., 1997) w jej obrębie nieformalnych formacji z Piasków i z Szubina, porównywana do osadów podgrupy Łaby (formacje z Dethlingen i z Hanoweru) w północnoniemieckim basenie czerwonego spagowca (Gebhardt i in., 1991; Hoffmann i in., 1997); litostratigraficzna formacja Noteci (Pokorski, 1981b) została wydzielenia jako alloformacja Noteci (Karkowski, 1987a); podrzędna jednostka stratygraficzna: ogniwo reskie
Ogniwo zabartowskie (od nazwy otworu Zabartowo 1)	<b>Pokorski (1981b)</b>	otwór Zabartowo 1	otwory ogniwa to mulowce i ilowce (osady plał) przechodzą obocznie w otwory piaszczyste podgrupy Drawy (formacja z Czaplinka)	ogniwo zabartowskie zostało ustanowione przez Pokorskiego (1981b, 1988a, 1997) dla wyróżnienia osadów plał w centralnym basenie czerwonego spagowca
Ogniwo zlepieńców z Czaplinka (od nazwy otworu Czaplinek IG 1)	<b>Kiersnowski (2023b)</b>	otwór Czaplinek IG 1	osady ogniwa zlepieńców z Czaplinka, o miąższości mogącej osiągać >110 m (w otworze Czaplinek IG 1: 68 m), są zdominowane przez aluwialne zlepieńce piaszczyste oraz piaskowce zlepieńcowate, których depozycja odbywała się w korytach fluwialnych i w zalewach; zlepieńce składają się z drobno- i gruboklastycznych otoczek, głównie skał węglanowych, najprawdopodobniej dewońskich, a także zdiagenezowanych mulowców i piaskowców; podrzędne fragmentów skał wulkanicznych; w profilu zlepieńców obserwuje się szereg uporządkowanych cykli prostych: spąg ogniwa zlepieńców z Czaplinka odpowiada spagowi formacji Noteci	otwory ogniwa zlepieńców z Czaplinka występują także najprawdopodobniej w otworze Golce 1 (Zając, Maćkowski, 2018) zlokalizowanym na SW od otworu Czaplinek IG 1; ekwiwalentem ogniwa zlepieńców z Czaplinka jest ogniwo zlepieńców solekich (górną czerwoną spagowiec), występujące we wschodniej części basenu Poznania w rejonie grupy otworów wiertniczych Solec (Karkowski, 1987b); ponieważ ogniwo zlepieńców z Czaplinka występuje w obrębie nieformalnej jednostki stratygraficznej – podgrupy Noteci, tym samym nie może być jednostką formalną, chociaż spełnia kryteria formalizacji

TAB. 5. cd.

Nazwa jednostki (pochodzenie nazwy)	Kreator nazwy, historia badań	Profil referencyjny/stratotyp	Opis	Uwagi
Formacja z Piły (od nazwy otworu Pila IG 1)	<b>Pokorski w: Hoffmann i in. (1997)</b>	otwór Pila IG 1	zlepieńce – głównie w części dolnej, piaskowce i ilowce w części górnej; miąższość do 300 m	Pokorski (w: Hoffmann i in., 1997) wydzielił formację z Piły w dolnej części podgrupy Drawy, jednocześnie jednostka ta odpowiada po części formacji: ilowców z Piły, piaskowców z Siekierki i zlepieńców z Książa Wielkopolskiego (Karkowski, 1987); w basenie północnoniemieckim jest korelowana z formacją z Parchim (Gebhardt i in., 1991)
Formacja z Czaplinka (od nazwy otworu Czaplinek IG 1)	<b>Pokorski w: Hoffmann i in. (1997)</b>	otwór Czaplinek IG 1	zlepieńce i piaskowce w części dolnej, piaskowce i ilowce w części górnej; miąższość do 300 m	Pokorski (w: Hoffmann i in., 1997) wydzielił formację z Czaplinka w obrębie podgrupy Drawy; jednostka ta odpowiada po części formacji: ilowców z Piły, piaskowców z Siekierki i zlepieńców z Książa Wielkopolskiego (Karkowski, 1987); w basenie północnoniemieckim jest korelowana z formacją z Mirow (Gebhardt i in., 1991)
Formacja z Piasków (od nazwy otworu Piaski PIG 2)	<b>Pokorski w: Hoffmann i in. (1997)</b>	otwór Piaski PIG 2	zlepieńce piaszczyste i piaskowce w części dolnej, mulowce i ilowce w części górnej; miąższość do 300 m	Pokorski (w: Hoffmann i in., 1997) wydzielił formację z Piasków w obrębie podgrupy Noteci; jednostka ta odpowiada po części formacji: ilowców z Piły, piaskowców z Siekierki i zlepieńców z Książa Wielkopolskiego (Karkowski, 1987); w basenie północnoniemieckim jest korelowana z formacją z Dethlingen (Gebhardt i in., 1991)
formacja z Szubina (od nazwy otworu Szubin IG 1)	<b>Pokorski w: Hoffmann i in. (1997)</b>	otwór Szubin IG 1	piaskowce i ilowce; miąższość do 300 m	Pokorski (w: Hoffmann i in., 1997) wydzielił formację z Szubina w obrębie podgrupy Noteci; jednostka ta odpowiada po części formacji piaskowców z Siekierki i ilowców z Piły (Karkowski, 1987); w basenie północnoniemieckim jest korelowana z formacją z Hannover (Gebhardt i in., 1991)
formacja ze Złotowa (od nazwy wiercenia Złotów 2)	<b>Gurari (1975)</b>	otwór Złotów 2	facje ilaste i mulowcowe plał, fluwialne piaskowce drobnoziarniste górnego czerwonego spagowca; miąższość w otworze Złotów 2 wynosi 615 m (nieprzewiercona)	–
formacja ze Środy (od nazwy otworu Środa IG 3)	<b>Gurari (1975)</b>	otwór Środa IG 3	piaskowce eoliczne górnego czerwonego spagowca; miąższość w otworze Środa IG 3 wynosi 459,9 m (nieprzewiercona)	–
formacja Dziwny (od rzeki Dziwna w woj. zachodniopomorskim)	<b>Żelichowski (1987)</b>	otwór Strzeżewo 1, głęb. 3442,5–3199,0 m	brunatnoczerwone piaskowce i szarowaki z okruciami skał wylewnych, w mniejszym stopniu mulowce i ilowce, o miąższości 95–240 m; ku dółowi formacja Dziwny jest zastępowana przez karbońską formację Regi, a ku górze przez wulkanity i zlepieńce	Pokorski (1981b) umieścił formację Dziwny w spagu grupy Odry, paralelizując ją z formacją z Dolska (Karkowski, 1977, 1987a) oraz pomorską formacją Świrca (Pokorski, 1988a), jakkolwiek może ona należeć do karbonu górnego; otwór Strzeżewo 1 (głęb. 3442,5–3199,0 m)

TAB. 6. Podział litostratigraficzny czerwonego spagowca w basenach pobocznych wg Pokorskiego (1981b) z uzupełnieniami

Nazwa jednostki	Kreator nazwy, historia badań	Pochodzenie nazwy	Obszar występowania	Profil referencyjny	Miąższość [m]	Opis	Uwagi
Formacja z Darłowa	<b>Pokorski (1976a, 1987, 1998a)</b>	od miejscowości Darłowo na Pomorzu Zachodnim	NW Polska (strefa Koszalin–Chojnice i basen Leby)	Darłowo 1	76 w otworze Darłowo 1	jasnoszare, drobno- lub średnioziarniste, słabo scementowane piaskowce kwarcowe, najczęściej ze spoiwem wapienym; są to częściowo piaskowce eoliczne występujące w obrębie słupskiego basenu czerwonego spagowca	odpowiednikiem jest nieformalna podgrupa Noteci (Pokorski, 1981b) lub też formacja piaskowców z Siekierki (Karkowski, 1987a, 1994)
Formacja z Miastka	<b>Pokorski (1976a, 1987)</b>	od miejscowości Miastko na Pomorzu Zachodnim	NW Polska (strefa Koszalin–Chojnice i basen Leby)	Miastko 1 i Miastko 2	25 w otworze Miastko 2	brekcje i zlepieńce polimiktyczne zawierające okruki i otoczki dewońskich oraz karbońskich piaskowców i wapieni	odpowiednikiem jest nieformalna podgrupa Noteci (Pokorski, 1981b) lub też formacja zlepieńców z Książa Wielkopolskiego (Karkowski, 1987a, 1994), ponieważ skład litologiczny zlepieńców formacji z Miastka jest diametralnie różny od składu zlepieńców z Książa Wielkopolskiego, obie formacje te nie powinny być paralelizowane; formacje z Darłowa i z Miastka są oboczne, ślad wyznaczenie granicy ich zasięgu jest trudne; kryterium jest widoczna przewaga piaskowców lub zlepieńców w badanym profilu litologicznym
Formacja Pasłęki	<b>Pokorski (1981b, 1987, 1988b)</b>	od nazwy rzeki Pasłęka	basen warmiński w części polskiej	Dębowiec Warmiński 1 Dobre Miasto 4, Barciany 3	do ponad 50	zlepieńce pochodzące z niszczenia paleozoicznej okrywy osadowej wyniesienia mazursko-suwańskiego (kambr–sylur); erodowane łupki syluru występują w postaci wielometrowej miąższości kompleksów brekcji (zwietrzliny), być może częściowo redeponowanej, o charakterze pseudozlepieńców; na NE basenu są to zlepieńce złożone ze skał węglanowych dewonu formacji Perjola (Śliaupa, Czyżenie, 1999; Molenaar i in., 2019)	formacja Pasłęki na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (Juskowiak, Pokorski, 1970) jest uważana za ekwiwalent wiekowy formacji z Miastka (Pokorski, 1976a), w innych schematach stratygraficznych formacja Liny (Pasłęki) jest odpowiednikiem podgrupy Noteci (Pokorski, 1981b). W tablicy stratygraficznej Polski (Wagner, 2008) błędnie użyto terminu formacja Parsęły zamiast formacja Pasłęki; osady formacji Pasłęki znajdują się na północ od granicy Polski na obszarze Rosji (obwód królewiecki) i na obszarze Litwy, gdzie obocznie koreluje się z osadami gruboklastycznymi (głównie otoczki skał dewonu) formacji Perjola (Śliaupa, Czyżenie, 1999)
Formacja Wilgi	<b>Kiersnowski, Pokorski (2019)</b>	od nazwy rzeki Wilga	basen podlaski	Wilga IG 1 (Kiersnowski, Pokorski, 2019)	zróżnicowana, niewielka miąższość, do >30 (otwór Żebrak IG 1) i miejscami w NE części basenu ponad 64 (otwór Zalesie IG 1)	zlepieńce i piaskowce fluwialne i aluwialne (może podrzędnie eoliczne) pochodzące z niszczenia masywu mazursko-suwańskiego na północy i odsłonięć prekambru na wschodzie	osady czerwonego spagowca w basenie podlaskim (Pokorski, 1971, 1978c) stanowią oddzielny kompleks depozycyjny, dla tego zostały wydzielone w formie oddzielnej, nieformalnej jednostki stratygraficznej – formacji Wilgi reprezentującej osady górnego czerwonego spagowca; jest dobrze udokumentowany wierceńiami, obszar występowania utworów górnego czerwonego spagowca w dużej części w obrębie karbońskiego basenu lubelskiego; basen podlaski ma nieregularne, erozyjne granice, zmienne w zależności od litologii skał podłoża podpermskiego

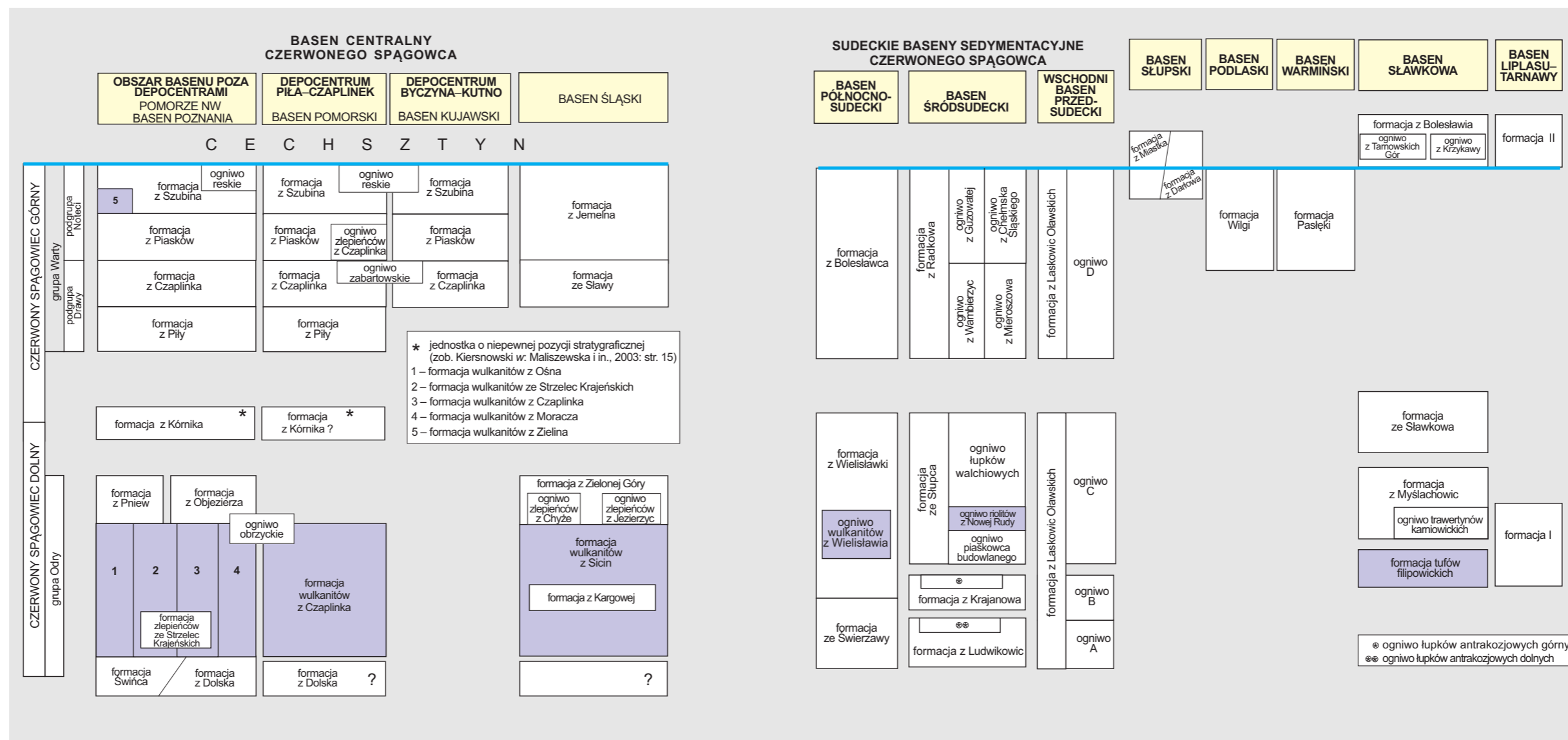


FIG. 9. Litostratygrafia czerwonego spągowca w Polsce

**Wschodni basen przedsudecki.** Wschodni basen przedsudecki (Kiersnowski, 1995) jest jednym z elementów systemu basenów sudeckich związanych z tektoniką północnego i NE otoczenia Masywu Czeskiego (Mastalerz, Nehyba, 1997; fig. 15). Baseny otaczające mają charakter zapadlak śródogórskich (basen śródsudecki, basen północnosudecki, basen podkarkonoski) lub podłużnych rowów tektonicznych (row boskowicki, blanicki, orlicki). Interpretacja historii sedimentacji w wschodnim basenie przedsudeckim nawiązuje w szczególności do późnokarbońsko-wczesno-permskiego basenu boskowickiego w Czechach (Mastalerz, Nehyba, 1997; Martinek i in., 2004). Wydzielone na podstawie danych wiertniczych, kompleksy osadowe to od spągu: górnokarbońska formacja A (zlepieńce, piaskowce z przewarstwieniami węglu), górnokarbońsko-dolnopermska formacja B (zlepieńce, piaskowce i mułowce), dolnopermska formacja C (zlepieńce, piaskowce i mułowce) i środkowopermsko-górnopermska formacja D (zlepieńce, piaskowce i mułowce) (tab. 11; fig. 9).

#### 2.1.5.4. Baseny obszaru śląsko-krakowskiego (osady klastyczne czerwonego spągowca i ekwiwalentów facji cechsztynu)

**Północne obrzeżenie GZW.** Profil litostratigraficzny czerwonego spągowca obrzeżenia GZW i karbonu z południowej Wyżyny Śląsko-Krakowskiej opracowany przez Doktorowicza-Hrebnińskiego (1956), uzupełniony przez Siedleckiego (1958), Kozłowskiego (1963), Siedlecką (1964, 1968) i Lipiarskiego (1971), został zastąpiony przez Gradzińskiego (1982). Wyróżnił on, od dołu, martwicę karniowicką, zlepieńce myślachowickie i obocznie formację ze Sławkowa (ity sławkowskie) oraz nienazwane skały wulkaniczne. Kiersnowski (1991) na podstawie analizy danych z wierzeń (szczególnie petrograficznych) wykonanych na obszarze NE obrzeżenia GZW (Kiersnowski, Maliszewska, 1985), zaproponował zmodyfikowany profil składający się z formacji z Mysłachowic z ogniwem trawertynowym karniowickich oraz wyżej leżącej formacji ze Sławkowa. Występowanie osadów dolnego czerwonego spągowca rozszerzono na wschodnią część GZW (row Trzebinia-Nieporaz-Brodla).

Zaproponowana modyfikacja litostratigrafii polegała na wprowadzeniu nowych nieformalnych jednostek litostratigraficznych na podstawie danych z wierzeń w rejonie północnego i NE obrzeżenia GZW: formację z Bolesławia oraz ogniwa z Tarnowskich Gór i ogniwa z Krzykawy. Jednostki te zaliczono do turyngu w nawiązaniu do analiz palinologicznych profilu wierzenia Biała Wielka IG 1 (Dybova-Jachowicz, Laszko, 1978; Jurkiewicz, 1991). Oznacza to, że część osadów uprzednio włączonych do dolnego czerwonego spągowca, reprezentuje kontynentalne osady górnego permu, stanowiące wydzielenia oboczne do morskich litofacji cechsztynu (fig. 16; tab. 8).

**Rów Dębowiec-Biała Wielka.** Rów ten jest słabo rozpoznany (fig. 12). Występujące tam zlepieńce w profilu wierzenia Biała Wielka IG 1, opisane jako czerwony spągowiec w interwale 1405–1490 m (Jurkiewicz, 1991), mogą być ekwiwalentem formacji z Bolesławia, a mogą też stanowić odrębną jednostkę litostratigraficzną – formację zlepieńców z Białej Wielkiej, stanowiącą odpowiednik zlepieńców myślachowickich (dolny czerwony spągowiec).

#### 2.1.6. Klimatostratygrafia i cyklostratygrafia

Cykliczność depozycji osadów czerwonego spągowca w południowym basenie permskim Europy była często wiązana ze zmianami klimatycznymi w skali globalnej i regionalnej (Roscher, Schneider, 2006). Cykle sedimentacyjne były interpretowane jako jednostki depozycyjne oraz zbiorczo jako cyklotemy (Yang, Baumfalk; 1994; Yang, Nio, 1994; Schröder i in., 1995; Gast, 1995; Kiersnowski, 1997, 2013, 2015; Karnowski, 1999a, c; Kiersnowski, Buniak, 2006, 2016; Roscher, Schneider, 2006; Schneider i in., 2006; Słowakiewicz i in., 2009; Minervini i in., 2011; Legler, Schneider, 2013) (fig. 17, 18). Karnowski (1999a, c) powiązał litostratografię czerwonego spągowca w Polsce z sekwencjami depozycyjnymi, interpretacją zmian klimatu oraz z okresami ruchów tektonicznych.

Osady górnego czerwonego spągowca są zdominowane przez piaskowce eoliczne (wydmowe i międzywydmowe), pokrywają piaskowce i piaskowo-żwirowe, piaskowce i zlepieńce fluwialne i aluwialne oraz piaskowce drobnoziarniste i mułowce plai. Osady te tworzyły

się w warunkach klimatu suchego z okresami zwilgotnień. Niektóre okresy zwilgotnień zaznaczyły się w osadzie w skali regionalnej tworząc tzw. powierzchnie maksymalnego zwilgotnienia (ang. *Maximum Wetting Surface* – MWS; fig. 19). Powierzchnie te były związane z powstawaniem horyzontów pedogenicznych (paleogleb), z charakterystycznymi kongrekcjami węglanowymi i śladami systemów korzeniowych, w długich okresach stabilizacji poziomów wód gruntowych, a więc stabilnymi warunkami klimatu bardziej wilgotnego. Dodatkowymi informacjami o zmianach warunków paleoklimatycznych dostarczają widoczne w osadzie ślady aktywności organizmów bezkręgowych lub kręgowych w postaci bioturacji i różnego typu przekopów, jam?, oraz ślady flory (fig. 19), czasem enigmatyczne, stanowiące przesłankę świadcząca o okresowym rozwoju roślinności, a więc możliwym okresie zwilgotnienia.

Granica paleomagnetyczna IR (ang. *Illawarra Reversa*) przebiega w osadach, które poniżej i powyżej tej granicy reprezentują taki sam kompleks osadów powstałych w warunkach pustynnych, można więc przyjąć, że okres warunków klimatu suchego i rozwoju pustyni w czerwonym spągowcu zamyka się w interwale 8–28 mln lat. Dodatkowym aspektem analizowanego cyklu klimatycznego jest dowiedziony fakt istnienia przewagi suchego klimatu w cechsztynie.

## 2.2. CECHSZTYN

Tadeusz M. Peryt

### 2.2.1. Zasady i nomenklatura

Podział litostratigraficzny cechsztynu zaproponowany przez Richter-Bernburga (1955b), dla basenu środkowoeuropejskiego, to pokłosie zasad warunkujących cykliczną sedimentację ewaporatów w wielkim basenie solnym (Richter-Bernburg, 1955a). Podział ten jest powszechnie stosowany na obszarze większej części zbiornika cechsztyńskiego (Peryt i in., 2010) z wyjątkiem niektórych rejonów strefy brzeżnej, gdzie brak jest poziomów ewaporatowych i niekiedy także węglanowych, a w profilu dominują skały silikoklastyczne.

Richter-Bernburg (1955b) wyróżnił cztery cyklotemy, z których trzy pierwsze (Z1 – Werra, Z2 – Stassfurt, Z3 – Leine) są zbudowane z sekwencji węglanowo-ewaporatowych, czwarty zaś (Z4 – Aller) jest utworzony przez sekwencję terygeniczną-ewaporatową (tab. 3). W późniejszych latach w osiowej części basenu północnoniemieckiego oraz angielsko-holenderskiego (Kulick, Paul, 1987; Best, 1989; Geluk i in., 1997; Käding, 2000; Geluk, 2005) stwierdzono obecność jeszcze trzech młodszych cyklotem (Z5 – Ohre, Z6 – Friesland, Z7 – Fulda), z których najstarszy występuje także w innych częściach zbiornika cechsztyńskiego (tab. 3), młodsze natomiast – poza Niemcami – występują tylko w Polsce, gdzie mają one inną rangę stratygraficzną. Jest to związane ze stosowaniem w Polsce znacznie szerszej definicji cyklu czwartego.

Wagner (1978) stwierdził wyraźną dwudzielność cyklu PZ4 (określonego wtedy jako Z4), wyróżniając podcycle Z4a i Z4b, korelowane z cyklami Z4 Aller i Z5 Ohre w Niemczech. Nieco później (Wagner i in., 1978) w symbolach cykli umieszczono literę P oznaczającą, że cykle wyróżniono na obszarze Polski<sup>1</sup>. W późniejszych latach Wagner (1986, 1987a, b) wyróżnił trzy dodatkowe podcycle (PZ4c, PZ4d i PZ4e) w centralnej części zbiornika, dla której była charakterystyczna sedimentacja ilasto-solna, a także opracował lokalny formalny podział litostratigraficzny (tab. 2), zawierający trzy formacje zębów<sup>2</sup> i dwie formacje czystej soli kamiennej, a w obrębie formacji zębów – ogniwa, na podstawie wyodrębnienia w nich pakietów skalnych różniących się stopniem zailenia (Wagner, 1987a, b). Zdaniem Wagnera (1994), formacja z Piławy koreluje się z seriami Friesland (Z6) i Mölln (Z7), ale później Peryt i Wagner (1998) uznali podcyclolem PZ4d za odpowiednik serii Fulda (Z7), co implikowałoby, że subcyclolem PZ4e jest najmłodszym osadem ewaporatowym w całym basenie cechsz-

<sup>1</sup> Zdaniem Marcinowskiego (2004) jednostki PZ1–PZ4 nie zostały do tej pory dostatecznie zdefiniowane i subiektywnie mogą być uznane za *nomen dubium*

<sup>2</sup> Zębry to skały przejściowe między halitem a skałami ilastymi, zawierające 15–85% NaCl. Utwory chlorkowe zawierające do 15% substancji ilastej są określane jako sole zailone natomiast zawierające jej >85% – jako ity solne (Łaszkiwicz, 1967; Tomassi-Morawiec i in., 2019)

TAB. 7. Nieformalne jednostki litostratigraficzne czerwonego spagowca w basenie polskim (wg H. Kiersnowskiego)

Nazwa jednostki/kreator	Pochodzenie nazwy	Obszar występowania	Profil referencyjny	Podrzędne jednostki stratygraficzne	Miąższość [m]	Opis	Uwagi
Formacja z Zielonej Góry/ ta praca	od basenu Zielonej Góry (dolny czerwony spagowiec)	basen Zielonej Góry i baseny Górnej Odry (południowa część monokliny przedsudeckiej w sensie mezozoicznego planu strukturalnego)	–	ogniwo zlepieńców z Chyże ogniwo zlepieńców z Jezierzyc	do >400 (razem z ogniwnem zlepieńców z Chyże – do 120)	w dolnej części piaskowce szare, średnio- i drobnoziarniste z przewarstwieniami mulowców, czerwono-brunatne ilowce i mulowce z podrzędną ilością piaskowców i zlepieńców; występują przewarstwienia wapieni (czasem zdolomityzowanych); w górnej części występują zlepieńce, często słabo wysortowane, słabo obtoczone, piaskowce zlepieńcowate (ogniwo zlepieńców z Chyże); granica dolna erozyjna z formacją wulkanitów z Wyrzeki z podgrupy dolnośląskiej lub kulmem dolnokarbońskim lub jeszcze starszym podłożem, granica górna z podgrupą Drawy lub Noteci	obecnie górna granica z osadami podgrupy Drawy lub podgrupy Noteci; w spagu skały wulkaniczne formacji wulkanitów z Osna?
Formacja z Pniew/ ta praca	od otworu Pniewy 3 w województwie wielkopolskim	Wielkopolska (basen Poznań, rów Lubiatów–Pniewy, wyniesienie Rokietnicy)	profil otworu Pniewy 3	–	65–140	kompleksy mulowców, ilowców i piaskowców drobnoziarnistych (powstały w środowiskach sedymentacji równi aluwialnej i jeziornej) naprzemianległe z kompleksami zlepieńców różnoziarnistych powstałych w warunkach sedymentacji mokrych stożków aluwialnych. Zlepieńce składają się w większości z otoczków skal wulkanicznych. W dolnej części profilu zdarzają się przewarstwienia osadów piroklastycznych – tufów; występują pedogeniczne kongrekcje i rizokrekcje węglanowe	granica dolna erozyjna z formacją wulkanitów z Wyrzeki z podgrupy dolnośląskiej (Karkowski, 1991) lub wielkopolską formacją wulkanogeniczną (Pokorski, 1981b), granica górna z cechsztyńskim (PZ1); obecnie dolna granica z formacją wulkanitów ze Strzelec Krajeńskich
Formacja z Kargowej/ ta praca	od otworu Kargowa 2 w województwie wielkopolskim	basen Zielonej Góry i baseny Górnej Odry (południowa część monokliny przedsudeckiej w sensie mezozoicznego planu strukturalnego)	profil otworu Kargowa 2	–	30–110	głównie czerwono-brunatne mulowce i ilowce; podrzędnie piaskowce czerwone i szare o żelazisto-ilasto-węglanowym; mogą występować przewarstwienia węglanów	granica dolna – dolny kompleks wulkaniczny podgrupy wielkopolskiej (Pokorski, 1988a) lub karbon dolny, granica górna – górny kompleks wulkaniczny podgrupy wielkopolskiej; Pokorski (1988b) zaproponował rozpozniowanie skal wulkanicznych z uwzględnieniem występujących pomiędzy nimi skal epiklastycznych; Maliszewska i in. (2003) skały te określił nazwą „miedzynwulkaniczne”; podobna formacja jest wyróżniana w basenie północnoniemieckim, pomiędzy kompleksami wulkanicznymi (dolne i górne riolity), pod nazwą formacji z Grüneberg (Galtzsch, 1995)
Ogniwo zlepieńców z Jezierzyc/ Maliszewska i in. (2003)	od otworu Jezierzyc 1 w województwie wielkopolskim	Wielkopolska (rów Jezierzyc i być może rów Żakowo–Jutrosin–Grąbków)	profil otworu Jezierzyc 1	–	170	monotonny kompleks zlepieńców w przewadze drobnookruchowych oraz na przemian piaskowców i piaskowców zlepieńcowatych; zlepieńce są przeważnie źle wysortowane, przeważają okruchy skal wulkanicznych o chemizmie pośrednim; drugą ważną grupę stanowią okruchy skal metamorficznych (kwarcu polikrystalicznego – fragmenty mylonitów lub kataklazytów; łupki kwarcowe i kwarcowo-łyszczkowe oraz skały przypominające fylity), wśród okruchów skal osadowych występują fragmenty piaskowców, przeważnie ilastych i mulowców	granica dolna erozyjna z dolnym karbonem lub jeszcze starszym podłożem, górna z formacją z Zielonej Góry lub być może z formacjami górnego czerwonego spagowca
Formacja zlepieńców ze Strzelec Krajeńskich/ ta praca	od otworu Strzelce Krajeńskie IG 1 w województwie wielkopolskim	Wielkopolska (północna część monokliny przedsudeckiej w sensie mezozoicznego planu strukturalnego) oraz być może NW krańca wyniesienia Gorzowa	profil otworu Strzelce Krajeńskie IG 1	–	130 (otwór Strzelce Krajeńskie IG 1)	w dolnej części zlepieńce gruboklastyczne zbudowane z otoczków karbońskich i skal wulkanicznych, w środkowej i górnej części zlepieńce gruboklastyczne zbudowane wyłącznie ze skal karbonu dolnego; zlepieńce w otworze Strzelce Krajeńskie PIG 1 występują w interwałach głęb. 4485,0–4508,0 m i 4533,0–4565,0 m, pomiędzy warstwami lapilowo-popielowych i popielowo-lapilowych tufów riodacytowych, często spieczonych lub stopionych, opisanych przez Jackowicz (1990), ich obecność i miąższość warstw sugerują znaczne przerwy w denudacji pokryw wulkanicznych i intensywnie niszczenie skal podłoża karbońskiego; zlepieńce są złożone głównie z okruchów szarych piaskowców drobnoziarnistych o składzie mineralnym arenitów i wak kwarcowych oraz arenitów i wak subilitycznych, dość bogatych w blaszki łyszczków	granica dolna erozyjna z nienazwanymi skalami wulkanicznymi, górna z formacją wulkanitów z Wyrzeki (Karkowski, 1991) lub wielkopolską formacją wulkanogeniczną (Pokorski, 1981b), obecnie górne wulkanity zostały wydzielone jako formacja wulkanitów ze Strzelec Krajeńskich; zlepieńce ze Strzelec Krajeńskich zaliczono do utworów dolnego czerwonego spagowca (Maliszewska i in., 2016), przy czym, ponieważ dolna część skal magmowych powstawała w najpóźniejszym karbonie, osady epiklastyczne znajdujące się pomiędzy punktowo datowanymi skalami wulkanicznymi mogły powstać w najpóźniejszym karbonie (fig. 9)
Formacja z Jemielną/ ta praca	od otworu Jemielnio 1	basen śląski	profil otworu Jemielnio 1	–	156	piaskowce w przewadze eoliczne typowe dla basenu śląskiego, tzw. ergu południowego (Kiersnowski, 2015)	w dolnej części występują piaskowce, mulowce formacji ze Sławy (dolna część górnego czerwonego spagowca; Kiersnowski, Peteki, 2017)
Formacja ze Sławy/ ta praca	od otworu Sława IG 1	basen śląski	profil otworu Sława IG 1	–	186	piaskowce i mulowce aluwialne rozwinęte na południowym skłonie wyniesienia GWP, w spagu formacji mogą występować zlepieńce	osady tej formacji, w profilu wiercenia Sława IG 1, zalegają bezpośrednio na skałach wulkanicznych, w innych przypadkach występują nad osadami klastycznymi dolnego czerwonego spagowca (Kiersnowski, 2015)
Formacja wulkanitów z Osna/ ta praca	od otworu Osno IG 2	SW Polska	profil skal wulkanicznych z otworu Osno IG 2	–	>1674,5	nieprzewiercone skały wulkaniczne dolnego czerwonego spagowca; największa znana miąższość skal wulkanicznych w polskiej części karbońsko-permskiej pokrywy wulkanicznej; w stropie występują skały osadowe górnego czerwonego spagowca; w profilu Osno IG 2 stwierdzono kwaśne skały subwulkaniczne, w stropie w nadkładzie kwaśnych skal wylewnych stwierdzono obecność andezytów lub trachyandezytów (Maliszewska i in., 2016); wg Jackowicz (1983) są to głównie dacyty i riodacyty	w wierceniu Osno IG 2 stwierdzono również skały litofacji lapilowej i aglomeratowo-lapilowej odpowiadającej zlepieńcom tufitowym (Maliszewska i in., 2016)
Formacja wulkanitów ze Strzelec Krajeńskich/ ta praca	od otworu Strzelce Krajeńskie IG 1	zachodnia Polska, wyniesienie Gorzowa	profil skal wulkanicznych z otworu Strzelce Krajeńskie IG 1	ogniwo B ogniwo A	ogniwo B: ok. 370, ogniwo A: >127 (nieprzewiercona)	profil skal wulkanicznych dolnego czerwonego spagowca jest dwudzielny (ogniwo A i B); w stropie występują skały osadowe górnego czerwonego spagowca; skały wulkaniczne ogniwa B to głównie tufy riodacytowe; na głęb. 4115,5 m – opisano riodacyt/dacyt, a na głęb. 4289,6 m opisano riodacyt/dacyt – trachyandezyt (Maliszewska i in., 2016); odnośnikiem ogniwa B jest profil wulkanitów w otworze Santok 1 o miąższości ~417 m; skały wulkaniczne ogniwa A to tufy riolitowe	w profilu wulkanitów ze Strzelec Krajeńskich stwierdzono również skały piroklastyczne w tym skały litofacji lapilowej i aglomeratowo-lapilowej (odpowiadającej zlepieńcom tufitowym); pokrywy lawowe w kompleksie z otworu Strzelce Krajeńskie IG 1 są rozdzielone pakietami skal epiklastycznych (np. formacja zlepieńców ze Strzelec Krajeńskich)
Formacja wulkanitów z Zieloną/ ta praca	od otworu Zielin 1	zachodnia Polska, wyniesienie Gorzowa	Profil skal wulkanicznych z wiercenia Zielin 1	–	>28	nieprzewiercone skały wulkaniczne dolnego czerwonego spagowca, gdzie stropowa część skal wulkanicznych (zachowany fragment stożka wulkanicznego) reprezentuje okres odnowienia wulkanizmu w trakcie powstawania górnego czerwonego spagowca (Mikolajewski i in., 2019)	ożywienie aktywności wulkanicznej w górnym czerwonym spagowcu wskazują na zachowane pozostałości kalder wulkanicznych (kaldera Różańska i inne) w stropie skal wulkanicznych dolnego czerwonego spagowca
Formacja wulkanitów z Moracza/ ta praca	od otworu Moracz IG 1	NW Polska	profil skal wulkanicznych z otworu Moracz IG 1	ogniwo C ogniwo B ogniwo A	678,5	skały wulkaniczne dolnego czerwonego spagowca są dzielone na 3 części: ogniwo C reprezentowane przez riolity (np. 3590,3 m – riolit; 3702,2 m – tuf riolitowy), ogniwo B – ignimbryty, oraz ogniwo A – dacyty, bazalty i trachyandezyty; na bazaltach, andezytach i trachyandezytach leżą niekiedy pokrywy kwaśnych skal wylewnych lub piroklastycznych (tufy riolitowe; Maliszewska i in., 2016)	pokrywy lawowe bywają rozdzielone pakietami skal piroklastycznych (m.in. w kompleksie wulkanicznym z otworu Moracz IG 1; Maliszewska i in., 2016)
Formacja wulkanitów z Czaplina/ ta praca	od otworu Czaplina IG 2	basen centralny czerwonego spagowca	profil skal wulkanicznych z otworu Czaplina IG 2	–	160	skały wulkaniczne dolnego czerwonego spagowca typu riodacytu (Pokorski, 1980); w spagu skały karbonu dolnego; w stropie po luce erozyjnej skały osadowe górnego czerwonego spagowca	–
Formacja wulkanitów z Siciń/ ta praca	od otworu Siciń IG 1	basen śląski czerwonego spagowca	profil skal wulkanicznych z otworu Siciń IG 1	–	159	skały wulkaniczne dolnego czerwonego spagowca (kwaśne skały wylewne: riolity, dacyty, trachity; Maliszewska i in., 2016); w spagu skały karbonu dolnego; w stropie po luce erozyjnej skały osadowe górnego czerwonego spagowca	–

tyńskim (Peryt i in., 2010a). Z kolei Käding (2000, 2003, 2005) uznał, że podcycle PZ4a i PZ4b odpowiadają cyklotemowi Z5 w Niemczech, natomiast warstwy poniżej cyklu Z4 w Niemczech są odpowiednikiem podcycyku PZ4a, jednak później Paul i in. (2020) zaakceptowali korelację podcycyku PZ4a z cyklem Z4 (fig. 20).

Dodatkowe wydzielenia litologiczne (uzupełniane o symbole nawiązujące do symboliki przyjętej przez Wagnera i in., 1978) w obrębie ewaporatów cykli PZ2 i PZ3 w kopalni soli Kłodawa wprowadzone przez Czupowskiego i in. (2005) wkrótce potem (Bornemann i in., 2008) zostały uznane za wydzielenia litostratigraficzne. Czupowski i in. (2005; tab. 12) przedstawili także inne ujęcie korelacji warstw na pograniczu cykli PZ3 i PZ4 w rejonie kujawskim niż to proponował Wagner (1979; por. Stasik, 1979). Należy tu zaznaczyć, że z jednym wyjątkiem (Wagner, 1979) olbrzymi materiał faktograficzny zgromadzony w trakcie eksploatacji soli w rejonie kujawskim nie był przez Wagnera (1987a, b, 1994) brany pod uwagę w trakcie opracowywania syntez stratygraficznych cechsztyńskich. Jednym z powodów były intensywne deformacje tektoniczne wysadów, powodujące

duplikacje lub redukcje miąższości poszczególnych poziomów, a nawet ich brak (Wróblewska, Wójcicki, 2023).

Formalizacja podziału cechsztyńskich została przeprowadzona w Wilk. Brytanii (Smith i in., 1986), na Morzu Północnym (Johnson i in., 1994), Danii (Clark, Tallbacka, 1980), Holandii (Van Adrichem Boogaert, Kouwe, 1994), rejonie królewieckim (Zagorodnykh i in., 2001), Litwie (Kadunas, 2001) i Białorusi (V.K. Golubtsov, 1980 w: Makhnach i in., 2001), a ostatnio – w Niemczech (Paul, 2020; Paul i in., 2020; tab. 3). Na ogół utrzymywano przy tym zasadę wyróżniania cyklotemów ewaporatowych, a nazwy tradycyjnych poziomów cechsztyńskich były mechanicznie formalizowane w celu spełnienia wymagań krajowych kodeksów litostratigraficznych (Wagner, 1986). W Anglii (Smith i in., 1986), na Morzu Północnym (Johnson i in., 1994) i Danii (Clark, Tallbacka, 1980) rangę formacji nadano podstawowym poziomom litologicznym cechsztyńskim, a rangę grupy – poszczególnym cyklotemom. W Holandii (Van Adrichem Boogaert, Kouwe, 1994) oraz Niemczech (Paul, 2020; Paul i in., 2020) cechsztyńskie ma rangę grupy, natomiast cyklotemy – formacji, a poziomy litostratigraficzne – ogniwa.

W Polsce dotychczas przeważa pogląd, iż w basenie cechsztyńskim podstawowym, nadrzędnym podziałem litostratigraficznym powinien pozostać nieformalny podział cyklotemowy, natomiast formalne podziały należy opracować w strefach basenu o dużej zmienności i niejasnej cykliczności sedymentacji (Wagner, 1986, 1994). Oprócz takiego podziału przedstawionego przez Wagnera (1987a, b) dla osiowej części zbiornika w Polsce NW, przy czym w olbrzymiej większości przypadków nie wskazał on precyzyjnie stratotypu (zob. Marciniowski, 2004), formalny podział zaproponowano w ostatnich latach dla brzeżnej części zbiornika cechsztyńskiego w Górach Świętokrzyskich (Jewuła i in., 2020).

## 2.2.2. Profil litostratigraficzny

### Granica czerwony spagowiec/cechsztyń

Postawienie jednoznacznej granicy między utworami lądowymi czerwonego spagowca i morskimi cechsztyńskimi często jest dyskusyjne lub niemożliwe; z tego względu w ogólnych podziałach litostrat-

tygraficznych cechsztyńskich granicę między czerwonym spagowcem i cechsztyńskim przyjmuje się w spagu łupku miedzionosnego lub – w przypadku jego braku – wapienia cechsztyńskiego (np. Peryt, 1976; Pokorski, 1978b; Wagner i in., 1978). Poniżej łupku miedzionosnego (lub wapienia cechsztyńskiego) występują utwory transgresyjne: zlepieńca cechsztyńskiego (podstawowego) lub piaskowca cechsztyńskiego (białego spagowca) – które są uważane za odpowiedniki facjalne (Oszczepalski, Rydzewski, 1987) – lub wapienia podstawowego (fig. 21).

Utwory zlepieńca cechsztyńskiego (podstawowego), w basenie północnoniemieckim – granicznego (Zp1) to grubookruchowe osady transgresyjne o niewielkiej miąższości (na ogół do kilkunastu metrów – np. Gunia, 1962; Czajor, Wagner, 1973; Kowalczewski, Rup, 1989). Zostały one udokumentowane przede wszystkim w brzeżnych częściach zbiornika bądź wokół wyniesienia w jego bardziej środkowej części, jak np. w rejonie wyniesienia GWP (D. Peryt i in., 2012). Znacznie częściej spotyka się utwory piaskowca cechsztyńskiego (Zs1) – górnej części białego spagowca.

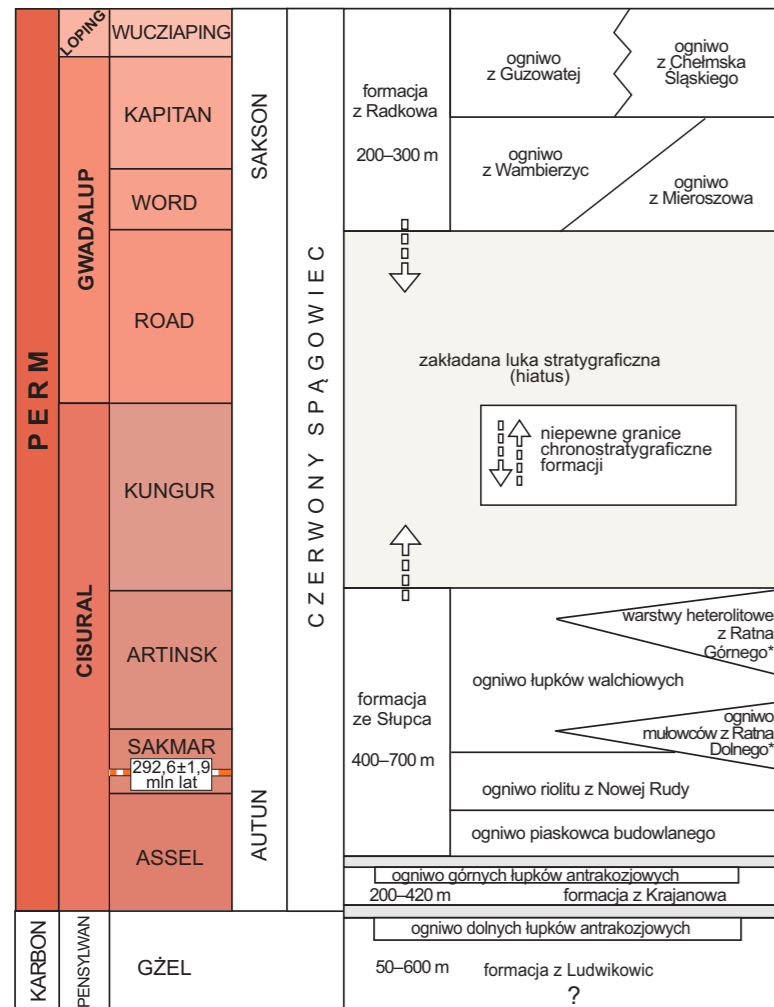


TAB. 8. Nieformalne jednostki litostratigraficzne NE obrzeżenia GWZ

Nazwa jednostki/ kreator	Pochodzenie nazwy	Obszar występowania	Podrzędne jednostki stratigraficzne	Miąższość [m]	Opis	Uwagi
Formacja z Bolesławia/ Kiersnowski (1991)	od miejscowości Bolesław k. Olkusza	synklina Bolesławia na północny zachód od Olkusza	dwa nieformalne ognia: Krzykowy i Tarnowskich Gór	do 600	ortozlepieńce i parazlepieńce polimiktyczne i oligomiktyczne, typu zlepieńców myślachowickich (otoczki to głównie wapienie i dolomity dewonu środkowego i górnego oraz skały wylewne) i piaskowce, a w mniejszym stopniu mulowce oraz mulowce margliste, piaskowce wapieniste i wapienie piaskowcowe, które zostały wyróżnione w randze ognia	kryterium wydzielenia formacji z Bolesławia jest całkowity brak skał wulkanicznych <i>in situ</i> (skały wylewne w otworze wiertniczym TL 8 – w niecce Tarnowskich Gór, występujące pod permem osadowym, a leżące bezpośrednio na dewonie są być może związane z wulkanizmem karbońskim) oraz dominacja litoklastów skał węglanowych dewonu. Dodatkową przesłanką optującą za wydzieleniem formacji z Bolesławia, reprezentującej osady klastyczne górnego permu w rowie Sławkowa, są jej odpowiedniki litologiczne po północnej stronie grzbietu Lublińca na północ i NE od niecki Tarnowskich Gór (Morawska, 1985); są to, osiągnące prawie 200 m miąższości (otw. Biała Wielka IG 1), osady reprezentowane w spagu przez zlepieńce złożone z otoczków piaskowców, mulowców, ilowców, wapieni krystalicznych, kwarców i zwietrzałych melafirów, wyżej zdominowane przez mulowce wapieniste, zlepieńce wapienne oraz mulowce wapieniste z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych. Osady te zaliczane przez Deczkowskiego i Gajewską (1974) do triasu dolnego i środkowego reprezentują z dużym prawdopodobieństwem, analogicznie jak w rowie Sławkowa, w całości górny perm (Dybowa-Jachowicz, Laszko, 1978); przyjęcie takiego założenia stawia w innym świetle dotychczasową dyskusję dotyczącą, powiązania osadów wypełniających row Sławkowa z osadami czerwonego spagowca wschodniej monokliny przedśudeckiej. Wydaje się obecnie, że klastyczne osady górnego permu w tym rejonie mają o wiele większe rozprzestrzenienie i miąższość niż dotąd było przyjmowane; zlepieńce w otworze Biała Wielka IG 1, opisane jako czerwony spagowiec na głęb. 1405 m (Jurkiewicz, 1991) mogą być ekwiwalentem formacji z Bolesławia, a mogą też stanowić odrębną jednostkę litostratigraficzną „formacja zlepieńców z Białej Wielkiej”, stanowiącą odpowiednik zlepieńców myślachowickich
Ognio z Krzykowy/ Kiersnowski (1991)	od miejscowości Krzykawa w synklinie Bolesławia, na zachód od Olkusza	row Sławkowa w NE obrzeżeniu GZW	–	>140	wapienie, wapienie piaszczyste i ilasto-piaszczyste, piaskowce drobnoziarniste ze żwirami, często z licznymi skupieniami piryty i dużą ilością rozdrobnionego materiału wulkanicznego	Siedlecka (1964) w okolicach Krzykawy opisała rozpoznane wierceniami skały o litologii odmiennej od charakterystycznych konglomeratów permskich występujących w ich spagu. Jest to kompleks osadów ilasto-wapienno-piaskowcowych (Siedlecka, 1964; Maliszewska, 1983, 1984); osady te interpretowane jako limniczne, mogą częściowo reprezentować osady plał zalewanej przez okresowe powodzie z ewentualną krótkotrwałą sedimentacją limniczną. Występują w centralnej części niecki Bolesławia, ich ewentualny związek z ilami sławkowskimi nie jest wystarczająco udokumentowany, zasięg tych osadów w kierunku NW nie jest rozpoznany (por. Kiersnowski, Maliszewska, 1985)
Ognio z Tarnowskich Gór/ Kiersnowski (1991)	od miasta Tarnowskie Góry/ profilu otworu Tarnowskie Góry IG K-3	rejon Tarnowskich Gór w synklinie Bolesławia, NE obrzeżenie GZW	–	>7	mulowce wżniowe ze skupieniami piryty, piaskowce drobnoziarniste i margle szare, przechodzące miejscami w szare łupki ilaste	stratotyp: profil czerwonego spagowca z otworu Tarnowskie Góry IG K-3; mulowce ognia z Tarnowskich Gór występują bezpośrednio na ciemnoszarych mulowcach namuru A, a przykryte są ponad dwustumetrową serią naprzemianległych zlepieńców i szarych piaskowców zaliczonych do górnego permu. Pomimo braku danych o ich dalszym rozprzestrzenieniu, osady te mogą stanowić fragment większej całości zbliżonej litologicznie i genetycznie do osadów z ognia z Krzykawy lub mogą też reprezentować epizod sedimentacyjny bez większego znaczenia, istnieje też możliwość, że są to peryferyczne facje płytkiej zatoki morza cechsztyńskiego (PZ1?) wnikażącej w rejon niecki Tarnowskich Gór
Formacja ze Sławkowa (Gliny sławkowskie)/ Siedlecki (1956)	od starych odsłoneń ilów w okolicach Sławkowa k. Olkusza	Sławków k. Olkusza oraz liczne wiercenia zlokalizowane w rowie Sławkowa (NE, brzeżna część bloku górnośląskiego)	–	do 400 (wg Jury, 2001 – 100), w tym skały wulkaniczne do stu kilkadziesiąt	formację tworzą orto- i parazlepieńce oligo- i polimiktyczne, złożone z otoczków wapieni karbonu, wapieni i dolomitów dewonu, skał wulkanicznych; a ponadto piaskowce i mulowce. Podrzędnie występują wapienne utwory węglanowe (Śliwiński, 1965; Paszkowski, 1987), znaczna część „formacji” stanowią pokrywę lawowe i tufowe oraz produkty ich niszczenia – zlepieńce porfiryne, melafiry oraz tufowe, Siedlecki (1956) scharakteryzował te osady jako tufy czerwone z domieszką klastycznych osadów psefitowych i psamitowych, pochodzących ze zlepieńca myślachowickiego (Marcinowski, 2004)	formacja ze Sławkowa, równolegowa z formacją zlepieńców myślachowickich, została wyróżniona przez Siedleckiego (1956); jej osady są reprezentowane głównie na obszarze ograniczonym do polidniowych fragmentów niecki Bolesławia, rejonu Trzebinia–Krzeszowice (z dominacją osadów gruboklastycznych oraz pokryw lawowych i tufowych) i do obszaru ujętego erozyjnymi granicami rowu Nieporaz–Brodla (z dominacją osadów drobno-klastycznych oraz pokryw lawowych); osady formacji ze Sławkowa mogą występować również fragmentarycznie w niecce Podwarpia, a być może w niecce Tarnowskich Gór jako izolowane wystąpienia pozostałe po okresie intensywnej erozji. Kryterium rozstrzygającym dla wydzielenia formacji ze Sławkowa jest występowanie skał wulkanicznych <i>in situ</i> oraz skał pochodzących z ich intensywnego wietrzenia; w skład formacji wchodzi również osady klastyczne występujące poniżej najwyższego stwierdzonego poziomu law lub tufów, albo osady, których skład litologiczny oraz umiejscowienie w profilu geologicznym wskazuje na związek z intensywnym wulkanizmem
Formacja z Myślachowic (zlepieńce myślachowickie)/ Zareczny (1894)	od wsi Myślachowice k. Chrzanowa	na ograniczonym obszarze, głównie na południe i zachód od rejonu Starczynów–Olkusz	ognia: martwicy karniowickiej, tufów filipowickich	do 80 (wg Jury, 2001 – 200)	orto- i parazlepieńce polimiktyczne, zbudowane w przewadze z otoczków wapieni dolnego karbonu, podrzędnie wapieni i skał krzemionkowych (Siedlecki, 1952; Siedlecka, 1964); w zlepieńcach występują przewarstwienia czerwonych ilów, tufów lub kwarcowych żwirów (Bukowy i in., 1982) oraz pokrywę caliche (Paszkowski, 1987); spoiwo jest piaszczysto-margliste, czasami z domieszką materiału tufowego	nazwa formacja z Myślachowic została zmieniona przez Gradzińskiego (1982) na nazwę formacja zlepieńców myślachowickich oraz włączona przez Lipiarskiego (1984) do formacji z Trzebinia złożonej z martwicy karniowickiej, zlepieńców myślachowickich i tufów filipowickich. W formalnym podziale litostratigraficznym jednostka mogłaby odpowiadać formacji (por. Gradziński, 1982; Kiersnowski, 1991) lub ogniu (por. Lipiarski, 1984); wydzielenie w obrębie tej jednostki ognio trawertynow z Karniowic jest zatem również jednostką nieformalną. W formalnym podziale litostratigraficznym wprowadzonym przez Karkowskiego (1987a) zlepieńce myślachowickie nie mogą być ekwiwalentem ognia zlepieńców z Polwicy (formacji zlepieńców z Książa Wielkopolskiego) (por. Karkowski, 1987a, 1994), ponieważ charakteryzują się odmiennym składem litoklastów
Martwica karniowicka (ognio)/ Roemer (1870)	od wsi Karniowice (odsłonięcia martwic) k. Krzeszowic, region krakowski	Karniowice w okolicach Krzeszowic, region krakowski	–	3–15 (wg Jury, 2001 – 6)	trawertyny z liczną zachowaną florą i fauną (Lipiarski, 1984; Cwiżewicz, Szulc, 1989)	ognio trawertynow z Karniowic (wg Gradzińskiego, 1982 w randze formacji; włączone przez Lipiarskiego, 1984 do formacji z Trzebinia); Kiersnowski (1991) wydzielił w formacji z Myślachowic (formacja zlepieńców myślachowickich) ognio trawertynow z Karniowic. Występują na niewielkim obszarze, kontaktując w stropie i spagu ze zlepieńcami myślachowickimi
Tufy filipowickie (ognio)/ Siedlecki (1958)	od miejscowości Filipowice	okolice Alwerni i Regulic k. Krakowa	–	wg Jury (2001) – 100	tufy i tufy melafirowe równolegowe z lawami melafirowymi lub od tych law młodsze (Siedlecki, Zabiński, 1953)	Gradziński (1982) włączył tufy filipowickie do formacji zlepieńców myślachowickich, a Lipiarski (1984) – do formacji z Trzebinia złożonej z martwicy karniowickiej i zlepieńców myślachowickich

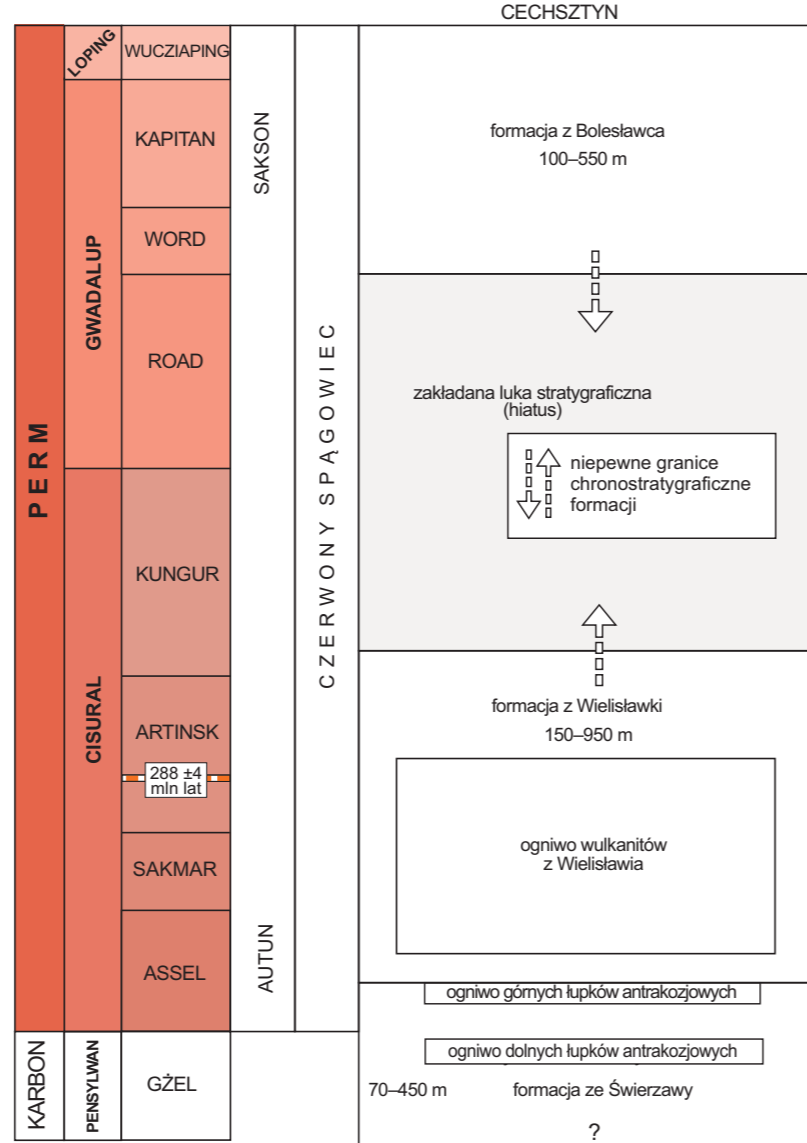
TAB. 9. Litostratigrafia czerwonego spagowca basenu śródsudeckiego

Nazwa jednostki (pochodzenie nazwy)	Kreator nazwy, historia badań	Podrzędne jednostki stratigraficzne	Miąższość [m]	Opis	Uwagi
Formacja z Radkowa (od miejscowości Radków na południe od Walbrzycha, Kotlina Kłodzka)	<b>Nemec i in. (1982);</b> uzupełnione przez: Dziedzic, Teisseyre, (1990); Wojewoda (1994)	ognio z Guzowatej, ognio z Chelmska Śląskiego, ognio z Wambierzyc, ognio z Mieroszowa (wg Nemec i in., 1982; Wojewoda, 1994, 2019, 2022)	300–400	zasadniczym budulcem formacji są niedojrzałe zlepieńce powstałe z osadów deponowanych na stożkach aluwialnych typu suchego, przy znacznym udziale ruchów masowych (Aleksandrowski i in., 1986); w górnej części formacji przeważają piaskowce, ale charakterystycznym składnikiem są caliche, a lokalnie nawet trawertyny (Śliwiński, 1980, 1984)	według Wojewody (2022) osady formacji z Radkowa powstały w końcowej fazie zasypywania basenu śródsudeckiego i noszą cechy typowe dla pedymentu; typowym pedymetem są zlepieńce z Guzowatej (ognio z Guzowatej; Aleksandrowski i in., 1986; August, Wojewoda, 2005). Ekwiwalentem formacji z Radkowa w profilu Walbrzych–Mieroszków jest formacja z Mieroszowa, obecnie ognio z Mieroszowa (Wojewoda, 2019), różniąc się od tej pierwszej zawartością w zlepieńcach otoczków pochodzących ze skał podłoża (wulkanitów autunu). Wcześniej ognio z Wambierzyc było określane jako ognio zlepieńców z Wambierzyc w obrębie formacji z Radkowa (Wojewoda, 2008)
Formacja ze Słupca (od miejscowości Słupiec k. Nowej Rudy)	<b>Nemec (1981a)</b>	jednostki podrzędne: warstwy z Ratna Górnego, warstwy z Ratna Dolnego, ognio łupków walchiowych, ognio riolitów z Nowej Rudy, ognio piaskowca budowlanego	400–700	sekwencja ma charakter megacyklotemu o drobniącym ziarnie, zasadniczo składnikiem jej dolnej części są piaskowce (z przewarstwieniami zlepieńców) poziomu „piaskowca budowlanego” (Nemec, 1979); przystropowa, jeziorna część formacji – łupki walchiowe – składa się z kilku poziomów ilowców, mulowców lub wapieni przedzielonych stosunkowo miąższymi pakietami piaskowców i mulowców czerwonych; środkowa część formacji to miąższy kompleks wulkaniczny złożony z pokryw lawowych o bimodalnym charakterze oraz tufów i tufitów (Kozłowski, 1963; Nowakowski, 1968); skały wulkanogeniczne są zróżnicowane zarówno chemicznie, jak i pod względem genezy, mogą to być lawy zasadowe, typowe dla głębokich źródeł magmy (trachybazalty – tradycyjna nazwa „melafiry”, ale również lawy kwaśne (riolity – tradycyjna nazwa „porfiry”; Awdankiewicz, 1999a, b; Awdankiewicz i in., 2003); powszechnie występują również utwory wulkanoklastyczne	pierwotnie w obrębie formacji ze Słupca wchodziło górne ognio z Ratna i dolne ognio z Zagórzyna (Bossowski, Ilnatowicz, 1994); osady formacji ze Słupca w środkowej części basenu są wyraźnie drobniej ziarniste, są to w przewadze mulowce, ilowce, a lokalnie również wapienie, utwory te wykazują dużą zmienność obocznią (facjalną), stąd wielość nazw lokalnych stosowanych do ich wydzielenia
Łupki walchiowe (ognio; od nazwy rodzajowej skamieniałości roślinnej <i>Walchia piniformis</i> występującej w łupkach)	<b>Dathe (1904)</b>	warstwy (serie) heterolityczne z Ratna Górnego; ognio (warstwy) mulowców z Ratna Dolnego (Wojewoda, 2022)	kilkaset	w dolnej części profilu formacji występują ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste, ilowce i mulowce ze szczątkami roślin (łupki z licznych szczątków roślin iglastych <i>Walchia piniformis</i> ), zawierające przeławienia i soczewki słodkowodnych wapieni (dolomitycznych) bitumicznych, niekiedy ze szczątkami ryb; lokalnie obecne są również drobne ciała wulkanitów maficznych; górną część formacji reprezentują czerwone mulowce ilaste i mulowce; stratotyp: odsłonięcia łupków walchiowych w rejonie Ścinawki Górnej i Janikowa (Wolkowicz, 1988; Wojewoda, 1994)	pierwotnie ognio łupków walchiowych było umieszczane w dolnej części formacji ze Słupca poniżej serii pokryw skał wulkanicznych; obecnie jest umieszczone powyżej serii skał wulkanicznych (Wojewoda, 1994, 2022). Ognio łupków walchiowych zawiera dwa nieformalne wydzielenia: warstwy z Ratna Górnego (seria heterolityczna) i warstwy z Ratna Dolnego (określane również jako ognio mulowców z Ratna Dolnego; Wojewoda, 2022). Według Wojewody (2022) warstwy z Ratna Górnego są ekwiwalentem serii z Martinkowic, a warstwy z Ratna Dolnego serii z Olivietina występujących w czeskiej części basenu śródsudeckiego. Pierwotna nazwa formacji z Ratna (Dziedzic, Teisseyre, 1990) jest pojęciem historycznym i jest <i>pro parte</i> częścią lub całością ognia łupków walchiowych w obrębie formacji ze Słupca
Ognio riolitów z Nowej Rudy	<b>(Wojewoda, 2019, 2022)</b>	–	do kilkuset	bazalty andezytowe, riolacyty i riolity, także skały wulkanoklastyczne, przemieszane z piaskowcami, mulowcami i ilowcami barwy czerwonej. Ognio (riolitów) z Nowej Rudy podścielają piaskowce (nieformalne ognio piaskowca budowlanego), przykrywają zaś formacja z Radkowa (obszar Nowa Ruda–Radków) lub warstwy z Ratna Dolnego (Wojewoda, 1994) stanowiąca <i>pro parte</i> ognio łupków walchiowych (obszar Walbrzych–Mieroszków). Ostatnie datowania skał wulkanicznych (Awdankiewicz i in., 2014, 2023; Awdankiewicz, 2025), przesuwają górną granicę występowania skał wulkanicznych ognia ryolitów z Nowej Rudy do wieku 292,6 ± 2,9 mln lat (fig. 13)	w aktualnym podziale litostratigraficznym basenu śródsudeckiego (Wojewoda, 2019, 2022) skały wulkaniczne nie są wydzielane w randze formacji, a w randze ognia (riolitów) z Nowej Rudy w obrębie formacji ze Słupca. Wynika to z ich wielokrotnego przewarstwiania się z osadami klastycznymi. Wcześniej formacja wulkanitów ze Słupca (Dziedzic, Teisseyre, 1990) była wydzielana jako kompleks wulkanitów i wulkanoklastyków Gór Suchych w obrębie „piaskowca budowlanego” (Wojewoda, 2008). Skały wulkaniczne w basenie śródsudeckim korelowane są z wulkanitami z basenu północnosudeckiego (formacja z Wleisławki; Karkowski, 1981)
Formacja z Krajanova (od miejscowości Krajanova)	<b>Nemec i in. (1982)</b>	ognio górnych łupków antrakozjowych (Wojewoda, 2022)	200–350 (200–420)	najstarsze osady permu to zlepieńce (poziom zlepieńca kwarcytowego – litytowego), piaskowce i mulowce z cienkimi przewarstwieniami węgla, w przewadze utwory rzeczne, formacji z Krajanova; jej najwyższą, stropową część stanowią ciemne łupki wapieniste lub bitumiczne, uważane za osady jeziorne (zawierają charakterystyczne skamieniałościami ślimaków słodkowodnych <i>Anthracosia</i> ; Wojewoda, 2022)	pierwotnie formacja z Krajanova stanowiła górne ognio w formacji ze Świerków (Bossowski, Ilnatowicz, 1994), osady formacji z Krajanova mogą być korelowane z osadami formacji ze Świerzawy w basenie północnosudeckim
Łupki antrakozjowe (ognio dolne i górne; od nazwy rodzajowej skamieniałości <i>Anthracosia goldfussiana</i> [małż słodkowodny])	<b>Dathe (1904)</b> – horyzont I; <b>Petraschek (1936)</b> – horyzont II	–	górne – kilka – kilkanaście dolne – 135 m w okolicach Nowej Rudy (Kowalski i in., 2025)	ciemne i szare mulowce z licznymi małżami słodkowodnymi <i>Anthracosia goldfussiana</i> oraz fragmentami paproci i szczątkami ryb słodkowodnych	łupki antrakozjowe tworzą zindywidualizowane horyzonty (słodkowodne) wśród piaszczysto-żwirowych osadów lądowych; ich horyzont II (wyższy) jest zaliczany do czerwonego spagowca; stanowi on strop megacyklu sedimentacyjnego reprezentowanego przez formację z Ludwikowic (Nemec i in., 1982); ognio łupków antrakozjowych dolnych (horyzont I) to strop formacji z Krajanova; stratotyp stanowią odsłonięcia łupków w rejonie Starej Kraśnicy w basenie północnosudeckim. W starszych pracach (Mastalerz, Wojewoda, 1988; Mastalerz, Raczyski, 1993a) łupki antrakozjowe dolne zaliczono do spagowej części formacji z Krajanova
Formacja z Ludwikowic (od miejscowości Ludwikowice k. Nowej Rudy)	<b>Jasieńko, Piława (1977)</b>	ognio dolnych łupków antrakozjowych	600 w otworach w okolicy Nowej Rudy (Kowalski i in., 2025)	czerwone konglomeraty arkozowe, zawierające w stropowych partiach piaskowce płytowe przechodzące w ilowce i mulowce ze szczątkami roślin i małżów słodkowodnych (łupki antrakozjowe). Ku doliwi i górze zgodne przejście odpowiednio w karbońskie zlepieńce i szarogłazy formacji z Glinika i formację z Krajanova	nieformalnym odpowiednikiem opisywanej jednostki jest „formacja” ze Świerków (Dziedzic, Teisseyre, 1990); Formacji z Ludwikowic w rejonie Walbrzycha odpowiada historycznie formacja z Unisławia (zlepieńce z Unisławia – Grocholski, 1974); obie formacje pod względem litologicznym są bardzo podobne. Jednostka może też częściowo należeć do górnego karbonu (stełanu). Obszar typowy: profil Nowa Ruda–Radków



limit wiekowy schyłku wulkanizmu permiego wg Awdankiewicza (2025)

FIG. 13. Litostratigrafia czerwonego spągowca w basenie śródsudeckim wg interpretacji H. Kiersnowskiego (jednostki litostratygraficzne wg Wojewoda, 2019, 2022), uwzględniającej nowe datowania skał wulkanicznych formacji z Gór Suchych – odpowiednika ogniwa z Nowej Rudy w obrębie formacji ze Słupca (Awdankiewicz, 2022, 2025; Awdankiewicz i in., 2014, 2025) oraz koncepcji zakładającej istnienie luki stratygraficznej (hiatusu). Strzałki wskazują na niepewność chronostratygrafii wydzielonych jednostek litostratygraficznych; gwiazdka oznaczono nieformalne jednostki stratygraficzne w obrębie formacji ze Słupca, wydzielone na podstawie tabeli stratygraficznej basenu śródsudeckiego (Wojewoda, 2022)

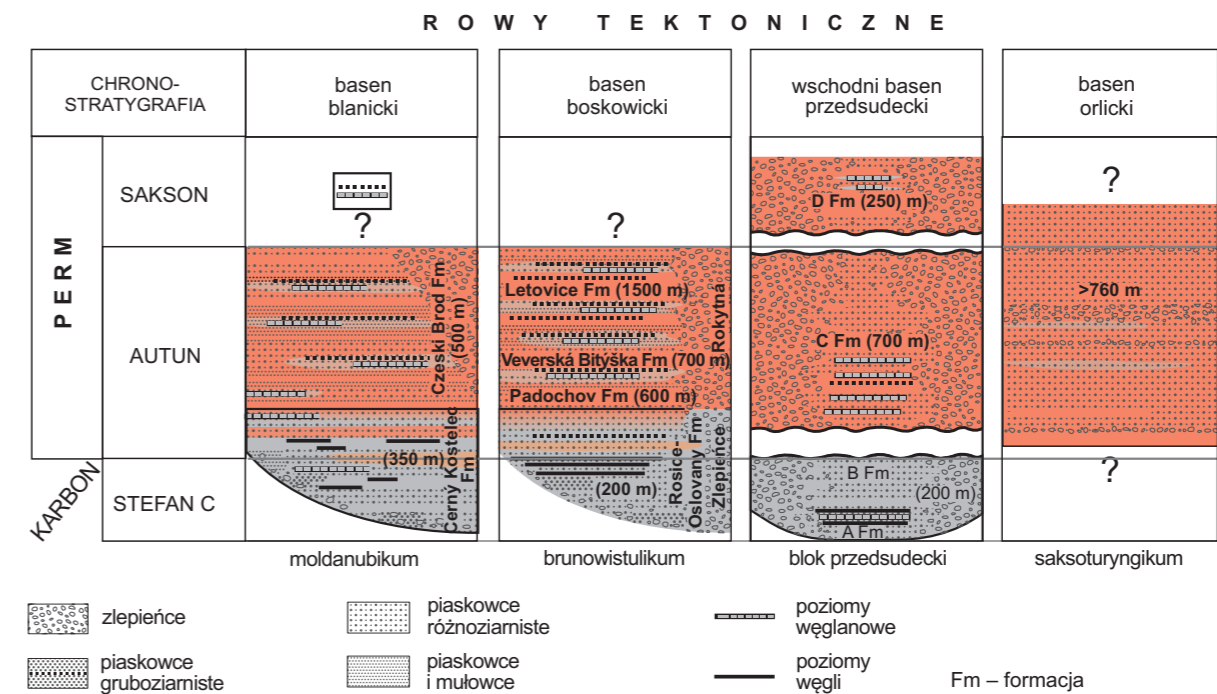


limit wiekowy schyłku wulkanizmu permiego wg Awdankiewicza (2025)

FIG. 14. Litostratigrafia czerwonego spągowca w basenie północnosudeckim (Śliwiński i in., 200: fig. 1) wg interpretacji H. Kiersnowskiego zakładającej istnienie luki stratygraficznej (hiatusu). Profil litostratygraficzny dotyczy centralnej i południowej części niecki północnosudeckiej (wg Milewicz, 1985a; Mastalerz, 1990). Strzałki wskazują na niepewność chronostratygrafii wydzielonych jednostek litostratygraficznych

TAB. 10. Formalne jednostki stratygraficzne czerwonego spągowca basenu północnosudeckiego

Nazwa jednostki	Kreator nazwy, historia badań	Pochodzenie nazwy	Miaższność [m]	Opis	Uwagi
Formacja z Bolesławca	Karnkowski (1981), uzupełnienia: Mastalerz (1990); Śliwiński i in. (2003)	od miasta Bolesławca, woj. dolnośląskie	100–550	według Śliwińskiego i in. (2003) formacja to w przewadze utwory piaszczyste zaliczane do saksonu; są to osady fluwialne i aluwialne, przede wszystkim arkozowe czerwono-brązowe piaszczyste i podzędnie piaszczyste zlepieńcowate, rzadziej zlepieńce, w górnej części profilu wzrasta lokalnie udział mulowców; cechą charakterystyczną w składzie otoczków jest obecność materiału granitowego; obficie występujące, zwłaszcza w górnej części formacji spoiwa i cementy węglanowe są interpretowane jako horyzonty caliche (Mroczkowski, Skowronek, 1980)	formacja korelowana z formacją z Radkowa w basenie śródsudeckim (Wojewoda, 1959; 1994; Mastalerz, 1994); formacja z Bolesławca była również nazywana formacją z Płóczek (Milewicz, 1985a)
Formacja z Wielisławki	Karnkowski (1981), uzupełnienia: Mastalerz (1990); Mastalerz, Raczynski (1993b); Śliwiński i in. (2003)	od nazwy wzniesienia (Wielisławka)	150–950 (z czego 150–350 to kompleksy eruptywny), przebieg 200–300	utwory wulkanogeniczne i podzędnie okrucowe skał osadowych; utwory klasyczne to drobniącą ku górze seria składająca się głównie z czerwonych piaszczystych, a lokalnie także zlepieńców i brekcji oraz mulowców; w najwyższej części spotyka się cienie przewarstwienia wapińskie oraz soczewy siarczanów; utwory wulkanogeniczne to dwa cyklotemy rozpoczynające się trachyandezytami, a kończące riolitami i tufami riolitowymi (Kozłowski, Parachoniak, 1967; Awdankiewicz, 1999a, b; Awdankiewicz i in., 2025)	późniejsza nazwa formacja z Wielisławki (Pokorski, 1997) ze względu na priorytet dla kreatora jednostki musi być uznana za nieformalna; formacja z Wielisławki jest korelowana z formacją ze Słupca w basenie śródsudeckim (Wojewoda, 1994; Mastalerz, 1994) lub z Krajnową (Bossowski, 2007)
Formacja ze Świerzawy	Karnkowski (1981), uzupełnienia: Mastalerz (1990)	od miejscowości Świerzawa, na NE od Jeleniej Góry	70–450	czerwono-brunatne osady piaszczysto-zlepieńcowate tworzące dwa megacyklotemy sedimentacyjne o ziarnie drobniejącym ku górze; w górnej części cyklotemów występują drobnoziarniste piaszczyste, mulowce, lokalnie zawierające znaczną domieszkę substancji węglanowej i węglistej; margliste i czarne łupki ze szczątkami flory i słodkowodnymi małżami z rodzaju Anthracosia (łupki antrakozjowe – honyzonty I i II – interpretowane jako osady jeziorne, osiągają miaższność do 40 m; Mastalerz, 1988, 1990, 1994; Mastalerz, Wojewoda, 1988; Mastalerz, Raczynski, 1993b); najniższy megacyklotem zamykają tzw. dolne łupki antrakozjowe, wyższy – górne łupki antrakozjowe, ich wiek został określony na podstawie mikroflory na późny karbon (Milewicz, Górecka, 1965; Górecka, 1970)	nazwa wydzielenia litostratygraficznego wywodzi się z wcześniejszych podziałów stratygraficznych z tzw. brzegu południowego synklinorium północnosudeckiego (okolice Świerzawy) (Dziedzic, 1959; Krasoń, 1967). Formacja ze Świerzawy jest korelowana z formacją z Krajnową w basenie śródsudeckim (Wojewoda, 1994; Mastalerz, 1994) lub z formacją z Ludwikowic (Bossowski, 2007). Obecnie formacja jest przypisana do górnego karbonu (stefanu) Śliwiński i in. (2003) oraz być może częściowo do dolnego autunu; formacja ze Świerzawy była nazywana „formacją ze Starej Kraśnicy” (Bossowski, 2007)



TAB. 11. Charakterystyka formacji z Laskowic Olawskich (wschodni basen przedsudecki)

Formacja z Laskowic Olawskich	
Pochodzenie nazwy	nazwa od otworów Laskowice Olawski IG 1 i IG 2
Historia badań	Kiersnowski (1983, 1995)
Obszar występowania	wschodni basen przedsudecki na SE od Wrocławia; określane również jako rów Laskowice Olawskie–Lipowa (Grocholski, 1973; Kiersnowski, 1995)
Profil referencyjny	stratoty: profile osadów czerwonego spągowca z otworów wiertniczych Laskowice Olawskie IG 1 i IG 2, Odra 1, 4, 5/II, Lipowa IG 1
Podzędne jednostki stratygraficzne	I (A, B), II (C), III (D) (megasekwencje osadowe: megacyklotemy sedimentacyjne) (Kiersnowski, 1983) mogą odpowiadać oddzielnym formacjom lub ogniwom formacji z Laskowic Olawskich
Miaższność	do 200 m (I megasekwencja), do 700 m (II megasekwencja), ok. 250 m (III megasekwencja)
Opis	klasykne osady górnego karbonu i dolnego permu; można wyróżnić kolejne sekwencje osadowe w postaci niepełnych megacyklotemów sedimentacyjnych pozbawionych w znacznym stopniu najwyższych drobnoziarnistych członów złożonych z osadów ilastych oraz węglanowych, z tego względu określenie megacyklotemem zostało zastąpione terminem megasekwencja; wyróżniono trzy megasekwencje: I (A, B), II (C) i III (D). Megasekwencja (I) składa się z dwóch sekwencji osadowych wyróżnionych w randze nieformalnych formacji (ogniwo) A i B: sekwencja A (cykl prosty) i sekwencja B (dolna część cyklu prostego). Sekwencja A to od spagu ciemnoszare i ciemnobrunatne gruboklastyczne osady stożków aluwialnych, okresowych strumieni i równi powodziowych z cienkimi przewarstwieniami węgla, ilowców węglistych, wapieni (głównie poziomy gleb kopalnych; Kiersnowski, 1983; Grotek, Szymkowiak, 1986; Gašiewicz, Kiersnowski, 1986). Sekwencja B to ciemnoszare gruboklastyczne osady stożków aluwialnych i okresowych strumieni. Cała megasekwencja I została nachylona tektonicznie i silnie zdenudowana, a jej pierwotna miaższność była zapewne większa. Granica pomiędzy I i II megasekwencją jest erozyjna i dyskordantna. Megasekwencja (II) osadowa (formacja/ogniwo C) składa się z wielu sekwencji osadowych (dochożących do 100 m miaższności) w postaci szeregu fluwialnych cykli prostych i rzadziej aluwialnych cykli odwróconych. Są to głównie jasno- i ciemnobrunatne zlepieńce, piaszczyste i mulowce z licznymi węglanowymi poziomami gleb kopalnych, sporadycznymi węglanami jeziornymi i cienkimi przewarstwieniami tufitów. Osady te powstawały w środowiskach stożków aluwialnych, fluwialnych (głównie równi powodziowych) i okresowych jezior (Gašiewicz, Kiersnowski, 1986). Megasekwencja (III) osadowa (formacja/ogniwo D) reprezentuje słabo czytelny megacykl prosty. Składa się również z szeregu słabo czytelnych sekwencji. Są to brunatne, słabo wysortowane i obtoczone, niedojrzałe teksturalnie zlepieńce o przeważnie rozproszonym szkieletie ziarnowym z dużą zawartością drobnotetrycznego i ilastego matryks. Są to osady stożków aluwialnych, reprezentujących odmienne stadium w rozwoju basenu, charakteryzujące się szybką subsydencją i częściową zmianą kierunku transportu materiału detrytycznego oraz obszarów alimentacyjnych. W stropie występują liczne poziomy węglanowe, reprezentujące sekwencję dojrzałych gleb kopalnych

FIG. 15. Korelacja litostratigrafii permu czeskich basenów sedimentacyjnych (wg McCanna i in., 2008; Oplustila i in., 2013, 2016) ze wschodnim basenem przedsudeckim (wg Kiersnowskiego, 1995)

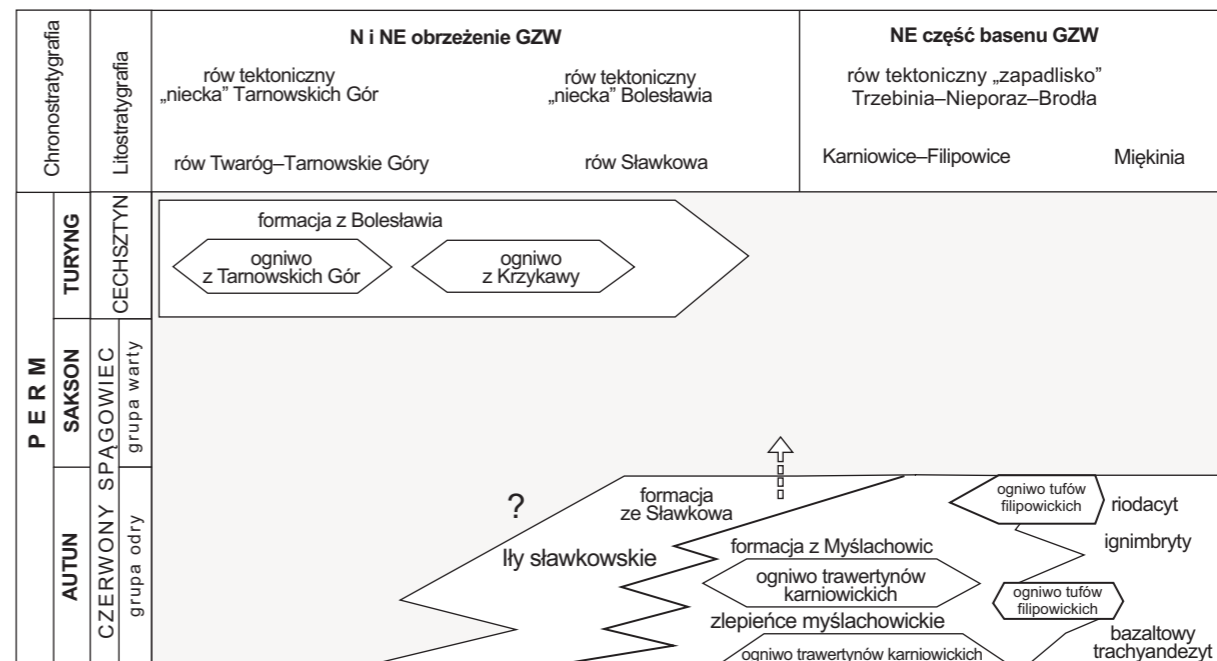
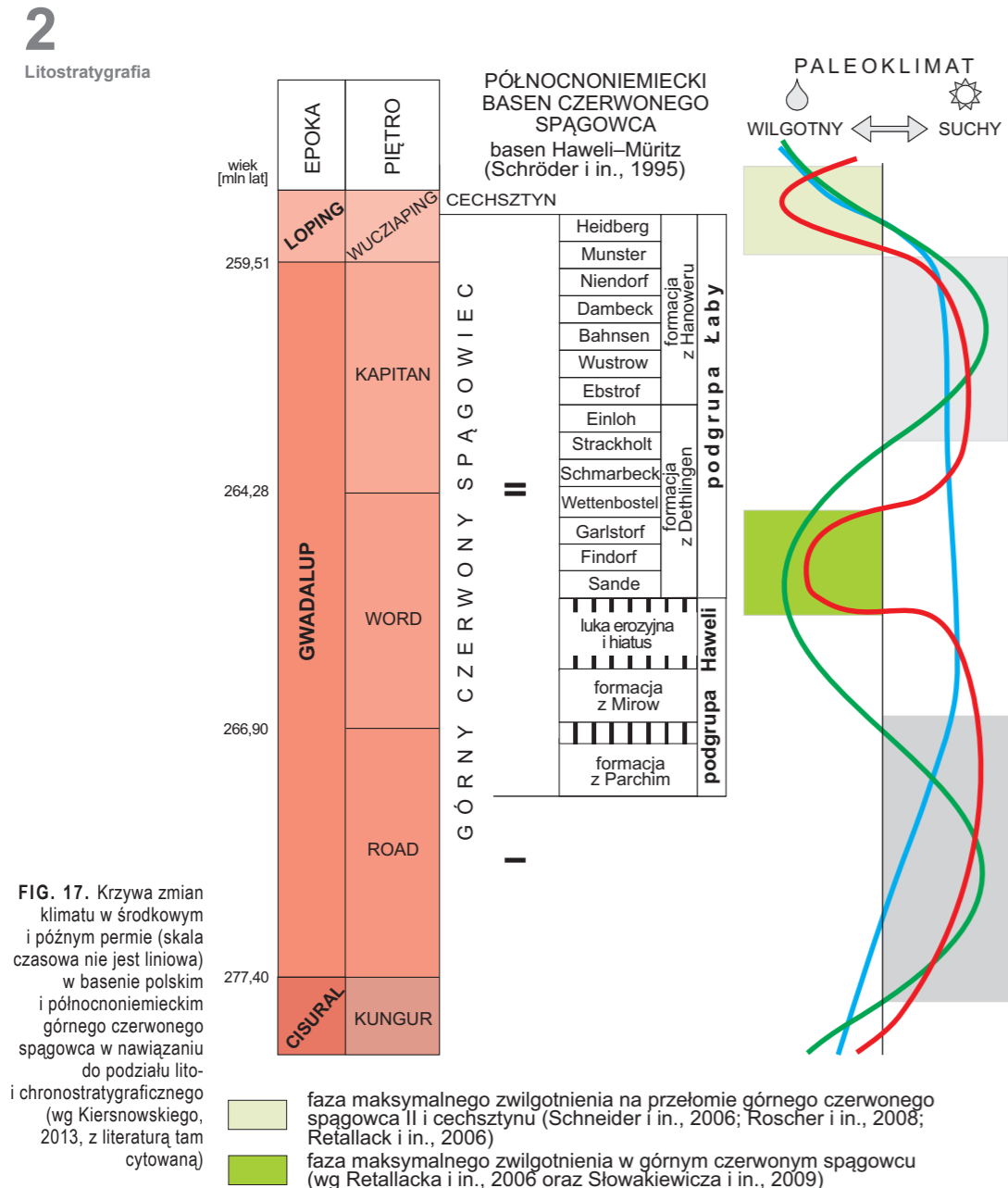


Fig. 16. Nieformalna litostratigrafia permu północnego i NE obrzeżenia GZW oraz wschodniej części GZW: rów Sławkowa i rów Trzebinia–Nieporaz–Brodla (wg Kiersnowskiego, 1991), zmienione; strzałka oznacza niepewność chronostratygrafii wydzielonych jednostek litostratygraficznych



Utwory białego spągowca są wyraźnie dwudzielne (Jerzykiewicz i in., 1976; Nemeč, Porębski, 1977, 1981; Błaszczak, 1981; Kaczmarek, 2006). Dolna część profilu powstała w środowisku eolicznym czerwonego spągowca, natomiast górna część białego spągowca (o miąższości do 18 m) to piaszczyste „beźstrukturalne” z obfitym cementem węglanowym, przewarstwiane cienkimi zespolami lamin mułowców (Nemeč, Porębski, 1977, 1981) i często zawierające ramienionogi z rodzaju *Lingula* (Wyżykowski, 1964; Tokarski, 1967; Alexandrowicz, Stupczyński, 1970; Alexandrowicz, Jarosz, 1971) oraz *Rhynchopora* (Lisiakiewicz, 1979), małże (Błaszczak, Prymka, 1973; Błaszczak, 1981) i otwornice, szkarłupnie, małżoraczki i mszywoły (Peryt, 1976; Alexandrowicz i in., 1983), a także bioturbacje (Oszczepalski, Rydzewski, 1987). Lokalnie na obszarze LGOM poniżej stropowego piaszczowca lingulowego jest rejestrowany piaszczowiec anhydrytowy (1,2–5 m miąższości; Jarosz, Zaleska, 1977; Jarosz, Zaleska-Kuczmierczyk, 1980), prawdopodobnie osad sebhya (Błaszczak, 1981); niekiedy poniżej piaszczowca anhydrytowego występuje ławica dolomitu organogenicznego (3–22 cm miąższości; Jarosz, Zaleska-Kuczmierczyk, 1980).

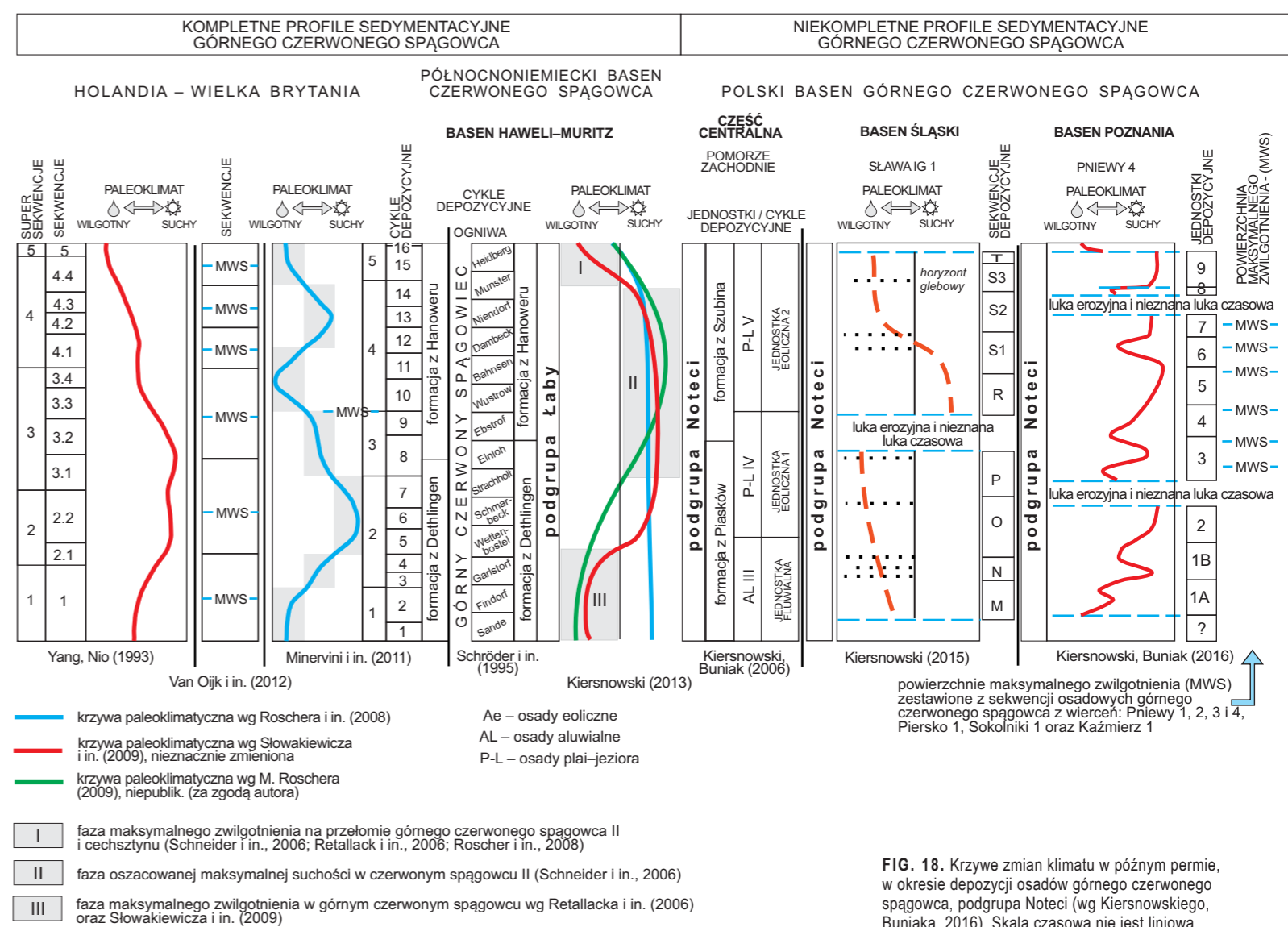
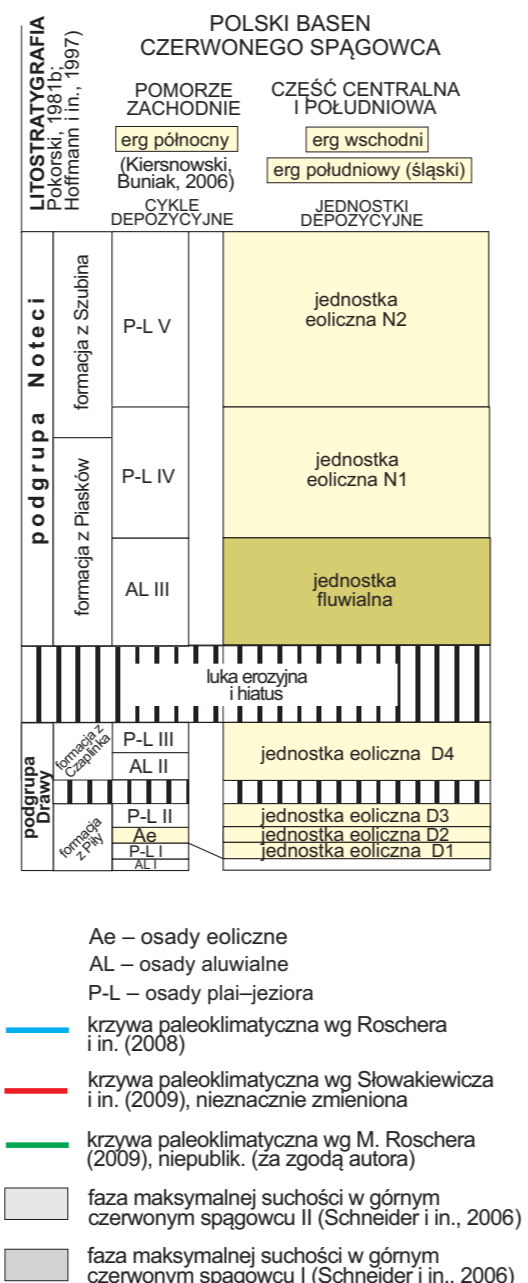
Na utworach białego spągowca, a poniżej utworów łupku miedzionośnego (bądź utworów wapienia cechsztyńskiego) na obszarze południowej części monokliny przedsudeckiej występuje wapienie i dolomity zawierające skamieniałości otwornic, ramienionogów, małżów, szkarłupni, małżoraczek i mszywołów (Peryt, 1976; Alexandrowicz i in., 1983), określane jako wapień podstawowy (np. Rydzewski, 1969; Kłapciński, 1971; Peryt, 1976, 1989a; Oszczepalski, 1979, 1985). W północnej części monokliny przedsudeckiej, a także na pozostałym obszarze basenu, utwory wapienia podstawowego są rzadko spotykane (np. Stolarczyk, 1972; Karnkowski, 1986b; Wagner, 2018). Na obszarze LGOM dla utworów wapienia podstawowego jest używana górnicza nazwa dolomit graniczny (Oberc,

Tomaszewski, 1963; Tomaszewski, 1985, 1991; Tomaszewski, Cygan, 1986). Miąższość dolomitu granicznego tworzącego soczewy o powierzchni kilku hektarów w obrębie depresji i na skłonach elewacji stropu białego spągowca wynosi zazwyczaj kilka – kilkanaście, rzadziej kilkadziesiąt (do ok. 40) centymetrów (Śliwiński, 2000; Kaczmarek i in., 2017).

**Cyklotem PZ1**

Utwory cyklotemu PZ1 w środkowej części zbiornika to, kolejno, łupek miedzionośny T1, wapień cechsztyński Ca1, anhydryt dolny A1d, najstarsza sól kamienna Na1 i anhydryt górny A1g (tab. 2). Poziomy te są scharakteryzowane w tabeli 13. W brzożnej części zbiornika, gdzie są częste luki stratygraficzne, profil cyklotemu PZ1 to miąższa seria wapienia cechsztyńskiego i na ogół cienki, często kilkumetrowy pakiet anhydrytów często gruzłowatych, powyżej którego występują utwory dolomitu płytowego lub – dużo rzadziej – dolomitu głównego (np. Peryt, 1977; Peryt, Skowroński, 2021; fig. 22). Seria siarczanowa powyżej wapienia cechsztyńskiego-bliżko brzożów zbiornika to anhydryt górny, co jest wynikiem wyraźnego zmniejszenia się zbiornika w trakcie depozycji anhydrytu dolnego oraz jego powiększeniem podczas sedimentacji anhydrytu górnego (Peryt, 1989b). Górna część anhydrytu dolnego przechodzi obocznie w anhydryt środkowy (fig. 23).

Łupek miedzionośny T1 występuje na większej części obszaru basenu cechsztyńskiego z wyjątkiem jego obrzeży. W kompletnym profilu łupek miedzionośny składa się z trzech rytmów litologicznych o charakterze rosnącym (fig. 24). Częstsze są profile dwu- i jednorytmowe, przy czym każdy rytm składa się z dwóch członów; w dolnej części są to łupki ilaste lub ilasto-dolomityczne, a w stropie – łupki dolomityczne (Oszczepalski, 1988). Pojawiające się wyżej



w profilu całkowicie zbioturbowane utwory węglanowe rozpoczynają profil wapienia cechsztyńskiego (Peryt, Oszczepalski, 2007; Oszczepalski, Chmielewski, 2023).

**Wapień cechsztyński Ca1.** Odslonięcia wapienia cechsztyńskiego są znane z obszaru niecki północnosudeckiej (np. Raczyński, 1996, 1997), a także – nieliczne – z Gór Świętokrzyskich (np. Kostecka, 1966; Pawłowska, 1968b). W strefie brzożnej zbiornika utwory wapienia cechsztyńskiego leżą na skałach starszego i młodszego paleozoiku, w środkowej części zbiornika – na łupku miedzionośnym albo starszych utworach cechsztynu, bądź też na utworach czerwonego spągowca. Są przykryte utworami anhydrytu dolnego, natomiast w części peryferycznej – przez młodsze jednostki stratygraficzne cechsztynu (najczęściej anhydryt górny).

Podobne w ogólności następstwo litologiczne stwierdzane w różnych częściach zbiornika wapienia cechsztyńskiego było przesłanką do wydzielenia zespołu ławic i przeprowadzenie szczegółowego podziału kompleksu skał wapienia cechsztyńskiego, nawiązującego do podziału na cztery poziomy litostratygraficzne (α, β, γ i δ) wcześniej zdefiniowane na obszarze wschodnich Niemiec (Jankowski, Jung, 1962). Podział taki przeprowadzono na obszarze zachodniej Polski (tab. 16; Alexandrowicz, 1971a, b, 1974; Alexandrowicz, Preidl, 1971, 1972; Motyl-Rakowska, 1971), przy czym w rezultacie zmian diagenetycznych powodujących zatarcie cech strukturalnych i teksturalnych wyróżnienie poszczególnych poziomów może napotykać poważne trudności (Motyl-Rakowska, 1971; Alexandrowicz, 1974). Wydaje się, że z tych względów podział ten nie przyszył się. Kłapciński (1971) i Beres i in. (1973) przedstawili inne podziały profilu wapienia cechsztyńskiego w rejonie Lubina, przy czym – jak zwrócili uwagę Beres i in. (1973) i Lorenc (1975) – mogą być one stosowane wyłącznie dla ograniczonych obszarów.

**Anhydryt dolny A1d.** Na większej części polskiego basenu cechsztyńskiego utwory anhydrytu dolnego są podścielone utworami wapienia cechsztyńskiego (Ca1) i przykryte utworami najstarszej soli kamiennnej (Na1) lub anhydrytu górnego (A1g), a ich wyróżnienie nie przedstawia kłopotów z wyjątkiem brzożnej części zbiornika, gdzie

są częste luki stratygraficzne, profil zaś cyklu PZ1 jest reprezentowany przez miąższą serię wapienia cechsztyńskiego i na ogół cienki, często kilkumetrowy pakiet anhydrytów, często gruzłowatych, powyżej którego występują utwory dolomitu płytowego lub – dużo rzadziej – dolomitu głównego (np. Peryt, 1977; Peryt, Skowroński, 2021; fig. 22). Seria siarczanowa występująca powyżej wapienia cechsztyńskiego blisko brzożów zbiornika to anhydryt górny, co jest wynikiem wyraźnego zmniejszenia się zbiornika w trakcie depozycji anhydrytu dolnego oraz jego powiększeniem podczas sedimentacji anhydrytu górnego. Górna część anhydrytu dolnego przechodzi obocznie w anhydryt środkowy A1śr (fig. 23).

Obecność anhydrytu środkowego stwierdzono początkowo w różnych częściach obszaru przedsudeckiego (np. Kłapciński, 1964), przy czym szczególnie dobrze utwory anhydrytu środkowego udokumentowano w rejonie LGOM (Kijewski, Salski, 1978). W rejonie tym Tomaszewski (1981) wprowadził pojęcia (skrótly): Na1d, A1śr i Na1g. Anhydryt środkowy występuje także w innych częściach zbiornika, np. w NW Polsce, gdzie osiąga znaczną miąższość na pograniczu peryferycznej i środkowej części zbiornika, będąc przykryty poziomem brekcji anhydrytowej (dotychczas był on zaliczany do anhydrytu górnego – Wagner, 1994), przy czym niekiedy nazywany jest „anhydrytem śródsolnym” (np. Peryt i in., 2005; Czapowski i in., 2017, 2018, 2021). Czapowski i in. (2018) uznali, że pojęcie „anhydryt śródsolny (A1s)” oznacza przewarstwienie anhydrytu dzielącego najstarszą sól kamienną na część dolną (Na1d) i górną (Na1g; zob. fig. 23), ale ten dodatkowy poziom anhydrytowy występuje także w przypadku braku najstarszej soli kamiennnej w profilu (patrz niżej), zatem bardziej adekwatne jest stosowanie terminów i skrótów wprowadzonych przez Tomaszewskiego (1981).

**Najstarsza sól kamienna (Na1)** zalega na utworach anhydrytu dolnego (A1d), a jej nadkład stanowią utwory anhydrytu górnego (A1g) lub – rzadziej – anhydrytu środkowego (A1śr). W rejonie wyniesienia GWP stwierdzono występowanie – na podstawie analizy danych sejsmicznych 3D – pięciu jednostek ewaporatów (a nie trzech – Wagner i in., 1978) powyżej Ca1 a poniżej Ca2 (fig. 22; Dyjażyński,

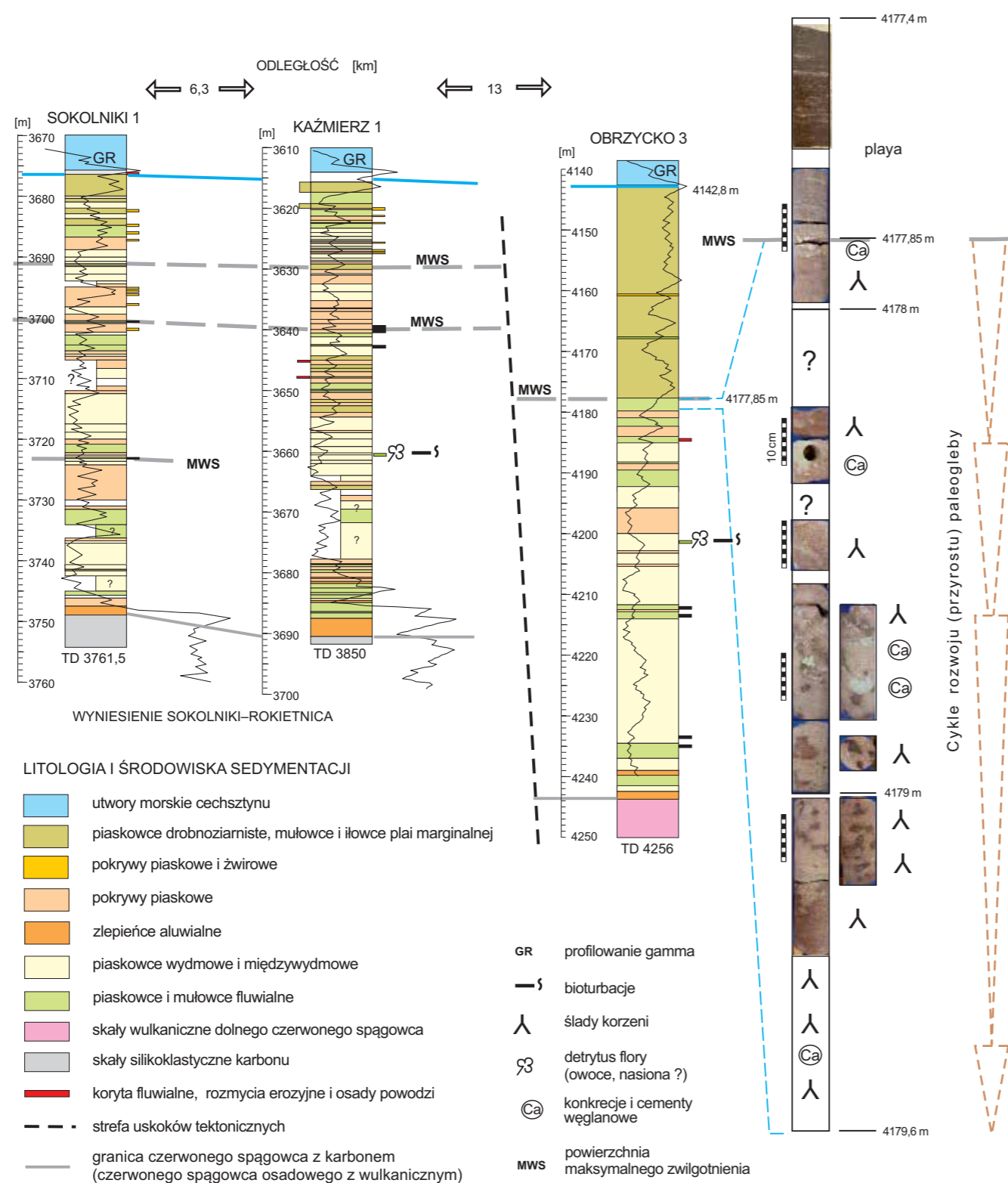


FIG. 19. Korelacja osadów górnego czerwonego spągowca w otworach Sokolniki 1, Kaźmierz 1 i Obrzycko 3 (lokalizacja – patrz fig. 3) pod kątem interpretacji zmian klimatu (wg Kiernowskiego, Buniaka, 2016: fig. 17); cykle rozwoju paleogleby określono we współpracy ze Z. Mikołajewskim (Orlen)

Peryt, 2014). Oprócz A1d i A1g, obecnych we wszystkich profilach otworów wiertniczych, występują bowiem dwie jednostki halitowe: najstarsza sól kamienna dolna (Na1d) i najstarsza sól kamienna górna (Na1g), rozdzielone anhydrytem środkowym (A1śr). Utwory Na1d są związane z depresjami, natomiast utwory Na1g stwierdza się powyżej platform A1d i zazwyczaj brak ich w środkowej części obszaru występowania Na1d (Dyjaczynski, Peryt, 2014). Świadczy to o przesunięciu depocentrow spowodowanym wieloetapową dehydratacją gipsu, który był pierwotnym minerałem tworzącym platformy siarczanowe; granice: dolna i górna Na1d i A1r, jak również dolna granica Na1g, są silnie diachroniczne (Dyjaczynski, Peryt, 2014).

Wzorcowy profil opracowany dla najstarszej soli kamiennej na obszarze Polski cechuje się stopniowym wzrostem zawartości bromu w części dolnej, utrzymującym się na stałym poziomie wartościami (przy lekkiej tendencji spadkowej) w jego środkowej części i dużymi wahaniami zawartości bromu w części górnej (Tomassi-Morawiec i in., 2009).

W rejonie Zatoki Puckiej na podstawie zmian zawartości bromu w halicie można wyróżnić kilka cykli (np. w basenie Jastrzębiej Góry – cztery cykle wskazujące na wzrost stężeń macierzystych solanek, a kolejny – na stopniowy jego spadek; w basenie Lisewa – dwa; Tomassi-Morawiec, 2003). Na granicy niektórych cykli, nie pokrywających się z wyróżnionymi granicami facjalnymi, występują cienie przewarstwienia anhydrytu siarczanego (Tomassi-Morawiec, 2003).

W przypadku, kiedy powyżej najstarszej soli kamiennej (dolnej) a poniżej najstarszej soli kamiennej górnej Na1g lub brekcji anhydrytowej BrA1 występuje anhydryt, niewątpliwie reprezentuje on anhydryt środkowy.

Anhydryt górny A1g. Utwory anhydrytu górnego przykrywają starsze utwory cechsztyńskie – najstarszej soli kamiennej (dolnej lub górnej), anhydrytu dolnego bądź środkowego lub wapienia cechsztyńskiego; lokalnie w peryferycznej części zbiornika mogą mieć większy zasięg niż wapienia cechsztyńskiego (np. Peryt, 1977). Ponieważ zasięg utworów PZ2 jest mniejszy niż PZ3, w brzeżnych

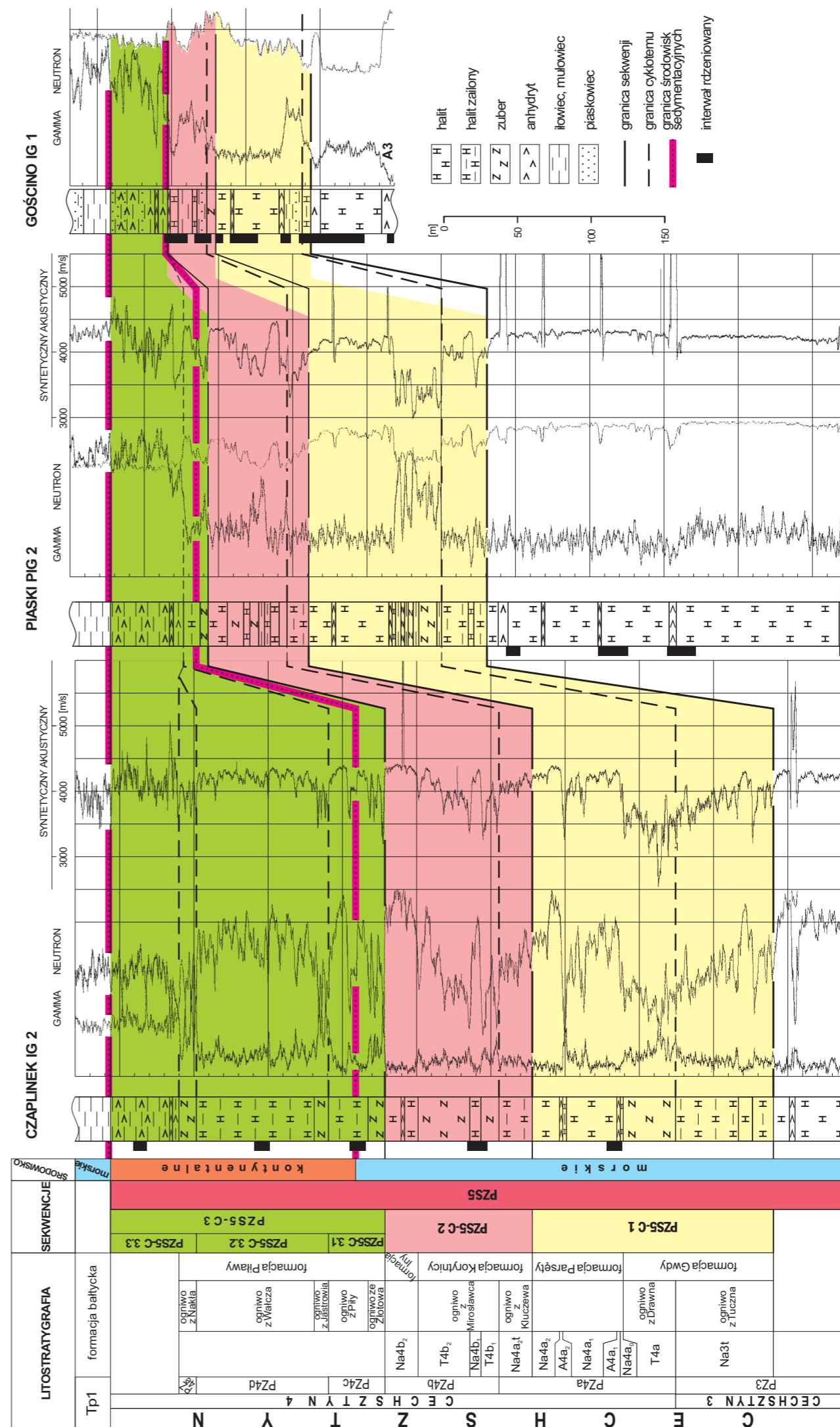


FIG. 20. Korelacja sekwencji klimatycznych w polskim basenie cechsztyńskim (wg Wagnera, Peryta, 1997)

TAB. 12. Terminologia stratygraficzna górnej części cechsztynu w rejonie kujawskim

Jednostki litostratygraficzne i ich symbole wg Wagnera (1987a, b)	Jednostki litostratygraficzne i ich symbole wg Bornemanna i in. (2008) (wg Czapowskiego i in., 2005 są to wydzielenia litologiczne)	Terminologia górnicza wg Czapowskiego i in. (2005)
stropowa seria terygeniczna (PZt)	stropowa seria terygeniczna (PZt)	ity górne
formacje: Korytnicy-Iny-Pilawy	zuber czerwony (Na4t)	zuber czerwony (Na4t)
najmłodsza sól kamienna ilasta (Na4at)	najmłodsza sól kamienna ilasta (Na4at)	sól kamienna ilasta
najmłodsza sól kamienna dolna? (Na4a)	najmłodsza sól kamienna dolna różowa (Na4ro)	najmłodsza sól kamienna różowa (Na4)
	czerwony il śródsolny (T4s)	il w obrębie najmłodszej soli kamiennej
	najmłodsza sól kamienna dolna warstwowana (Na4w)	najmłodsza sól kamienna (Na4)
anhdyryt pegmatytowy (A4)	anhdyryt pegmatytowy (A4a1)	anhdyryt pegmatytowy (A4a)
sól podścielająca (Na4a0)	sól podścielająca (Na4a0)	sól podścielająca (Na4a0)
czerwony il solny dolny?	czerwony il solny dolny (T4) nie udok.	czerwony il solny (T4)
młodsza sól kamienna ilasta (Na3t); ogniwo z Kluczewa	zuber brunatny bezteksturalny (Na3t2)	zuber brunatny (T3b)
	zuber brunatny warstwowany (Na3t1)	
młodsza sól kamienna (Na3) i młodsza sól potasowa (K3)	młodsza sól kamienna stropowa/kryjąca (Na3r)	młodsza stropowa sól kamienna (Na3b); sól „liniowana” górna (Na3b)
	młodsza sól kamienna górna (Na3b)	
	karnalitowiec halitowy (K3kh)	młodsza sól potasowa i warstwy przejściowe (K3); młodsza seria potasonośna (K3)
	młodsza sól kamienna z warstwami soli K-Mg (K3p)	
	karnalitowiec kizerytowy - pokład przemysłowy (K3kp)	
młodsza sól kamienna dolna (Na3a)	młodsza spągowa sól kamienna (Na3a); sól „liniowana” dolna (Na3a)	młodsza spągowa sól kamienna (Na3a); sól „liniowana” dolna (Na3a)
anhdyryt główny (A3)	anhdyryt główny (A3)	

częściach zbiornika powyżej anhydrytu górnego występują utwory dolomitu płytowego.

W najniższej części anhydrytu górnego w peryferycznej części zbiornika powszechnie występuje brekcja anhydrytowa (BrA1g); natomiast jest jej brak w środkowej części zbiornika. Brekcja anhydrytowa wskazuje na wynurzenie peryferycznej części zbiornika przed wzrostem poziomu morza, który spowodował rozpoczęcie depozycji osadów anhydrytu górnego.

Najlepiej poznanym obszarem występowania anhydrytu górnego jest rejon Zatoki Puckiej. Anhydryt główny, który ma tam 11,4–34,0 m miąższości, to przewarstwianie się mulowce z gruzłami anhydrytu i grubokrystaliczne anhydryty z częstymi relikami struktury gruzłowej bądź zlepieńcowej. W najbardziej peryferycznej części zbiornika przeważają ilowce i mulowce (np. Ustka IG1 – Peryt, Skowroński, 2021). W stronę otwartego zbiornika, anhydryt gruzłowy przechodzi w anhydryt masywny z pseudomorfozami po pionowo rosnących kryształach gipsu, i taka właśnie litologia przeważa w środkowej części syneklizy perybałtyckiej (Peryt, 1990b; Peryt i in., 1996a). Na NW od Gór Świętokrzyskich, po brekcjach i zlepieńcach ilasto-anhydrytowych dolnej części profilu następują masywne siarczany z pseudomorfozami po selenitach trawiających bądź typu cavoli, a później – siarczany gruzłowe i wstępowane (Kasprzyk, 1995), które bardziej na południe są przewarstwiane mulowcami i ilowcami. W jeszcze bardziej na południe położonej marginalnej części zbiornika miejsce siarczanych zajmują stromatolity powstałe w środowisku często wynurzonym (Gąsiewicz i in., 1991).

**Cyklotem PZ2**

Utwory cyklotemu PZ2 w środkowej części zbiornika to, kolejno, dolomit główny Ca2, anhydryt podstawowy A2, starsza sól kamienna Na2 i starsza sól potasowa K2 oraz utwory recesywne cyklu PZ2: sól kamienna kryjąca Na2r i anhydryt kryjący A2r (tab. 2). Poziomy te są scharakteryzowane w tabeli 13.

Dolomit główny Ca2 występuje powyżej utworów PZ1 (najczęściej anhydrytu górnego) i poniżej anhydrytu podstawowego A2 bądź też – w peryferycznej części zbiornika – dolomitu płytowego; w rejonie Pogorzeli na obszarze przedsudeckim jego podłożem są utwory karbonu (Kwolek, Mikołajewski, 2007).

W kierunku brzegu osady dolomitu głównego stopniowo przechodzą w przewarstwianie się utwory węglanowe i siarczanowe, co dobrze udokumentowano w basenie północnosudeckim (Peryt, Kasprzyk, 1992). Wcześniej w rejonie Sieroszowic stwierdzono pojawianie się w profilu dolomitu głównego przewarstwień anhydrytu (np. Tomaszewski, Kienig, 1972), którego zawartość szybko wzrastała, natomiast skały węglanowe zanikały (np. Tomaszewski, 1962a, b; Podemski, 1965). Podobnie rzecz się przedstawia na obszarze zachodniej części syneklizy perybałtyckiej (Peryt, 1986a). W basenie północnosudeckim udokumentowano przechodzenie, w kierunku brzegu, przewarstwiania się utworów węglanowych i siarczanowych w kompleks siarczanowy, a następnie – w siarczanowo-silikoklastyczny (fig. 20D). Ten ostatni kompleks jest przykryty, w synekli-

ze perybałtyckiej, przez cienkie utwory anhydrytu gruzłowego; jest to facja sebhya anhydrytowej anhydrytu podstawowego (i jednocześnie górna część anhydrytu brzeżnego wyróżnionego przez Wagnera, 1978 i Wagnera i in., 1978). Nie oznacza to wszakże, że miejscami sedimentacja węglanowa w środowisku lagunowym nie mogła być zastępowana przez sedimentację silikoklastyczną.

Anhydryt podstawowy A2 występuje na dolomicie głównym i jest przykryty starszą solą kamienną lub anhydrytem kryjącym. Ma miąższość na ogół kilku do kilkunastu metrów, chociaż miejscami – na obszarze przedsudeckim i Polsce NW – wynosi ona kilkadziesiąt metrów; takie przypadki są związane z najwyższą częścią stoków platform dolomitu głównego oraz lokalnymi basenami w obrębie platform dolomitu głównego (Peryt i in., 1996b). W kierunku środka zbiornika miąższość anhydrytu podstawowego szybko maleje i wynosi z reguły kilka metrów.

Starsza sól kamienna Na2 tworzy olbrzymią część profilu cyklotemu PZ2 w środkowej części basenu. Regularna laminacja siarczanami (rytmity), ślady budowy zonalnej kryształów, wysoka zawartość bromu (100–300 ppm) wskazują na powstanie w otwartym, głębokim basenie solnym, który stopniowo ewoluował w zbiornik typu saliny z rosnącym udziałem depozycji chlorków K–Mg (Czapowski i in., 1990; tab. 15). W profilach starszej soli kamiennej obserwuje się, pomijając anomalnie wysoką zawartość bromu stwierdzoną w najniższej części Na2, powolny wzrost zawartości bromu w dolnej części profilu (odzwierciedlający postępującą ewaporację w warunkach stałego zasilania świeżymi wodami), następnie nagły wzrost zawartości bromu w części środkowej profilu (wskazujący na izolację obszaru sedimentacji), po czym obserwuje się niewielkie wahania wysokiej zawartości bromu w wyżej położonych warstwach soli (Bornemann i in., 2008; Tomassi-Morawiec i in., 2009).

Starsza sól potasowa K2 występuje przede wszystkim w środkowej części zbiornika. W rejonie przedsudeckim jej miąższość wynosi zazwyczaj do 20 m i rzadko przekracza 30 m (Podemski, 1974b). Zasięg tej soli w peryferycznej części zbiornika jest bardzo nieregularny (Podemski, 1974b; K. Dyjaczynski w: Czapowski i in., 1990).

Utwory recesywne cyklotemu PZ2 leżą na utworach starszej soli kamiennej (Na2) lub anhydrytu podstawowego (A2), a poniżej szarego iltu solnego (T3) lub dolomitu płytowego (Ca3).

**Cyklotem PZ3**

Utwory cyklotemu PZ3 w środkowej części zbiornika to, kolejno, szary il solny T3, dolomit płytowy Ca3, anhydryt główny A3, młodsza sól kamienna Na3 i młodsza sól potasowa K3 (tab. 2). Poziomy te są scharakteryzowane w tabeli 13.

Szary il solny T3 występuje na całym prawie obszarze polskiego zbiornika cechsztyńskiego, z wyjątkiem najbardziej brzeżnych regionów, powyżej utworów PZ2 lub PZ1. Zasięg występowania dolomitu płytowego Ca3 jest jeszcze większy. Z kolei zasięg anhydrytu głównego A3 jest nieznacznie mniejszy niż zasięg szarego iltu solnego.

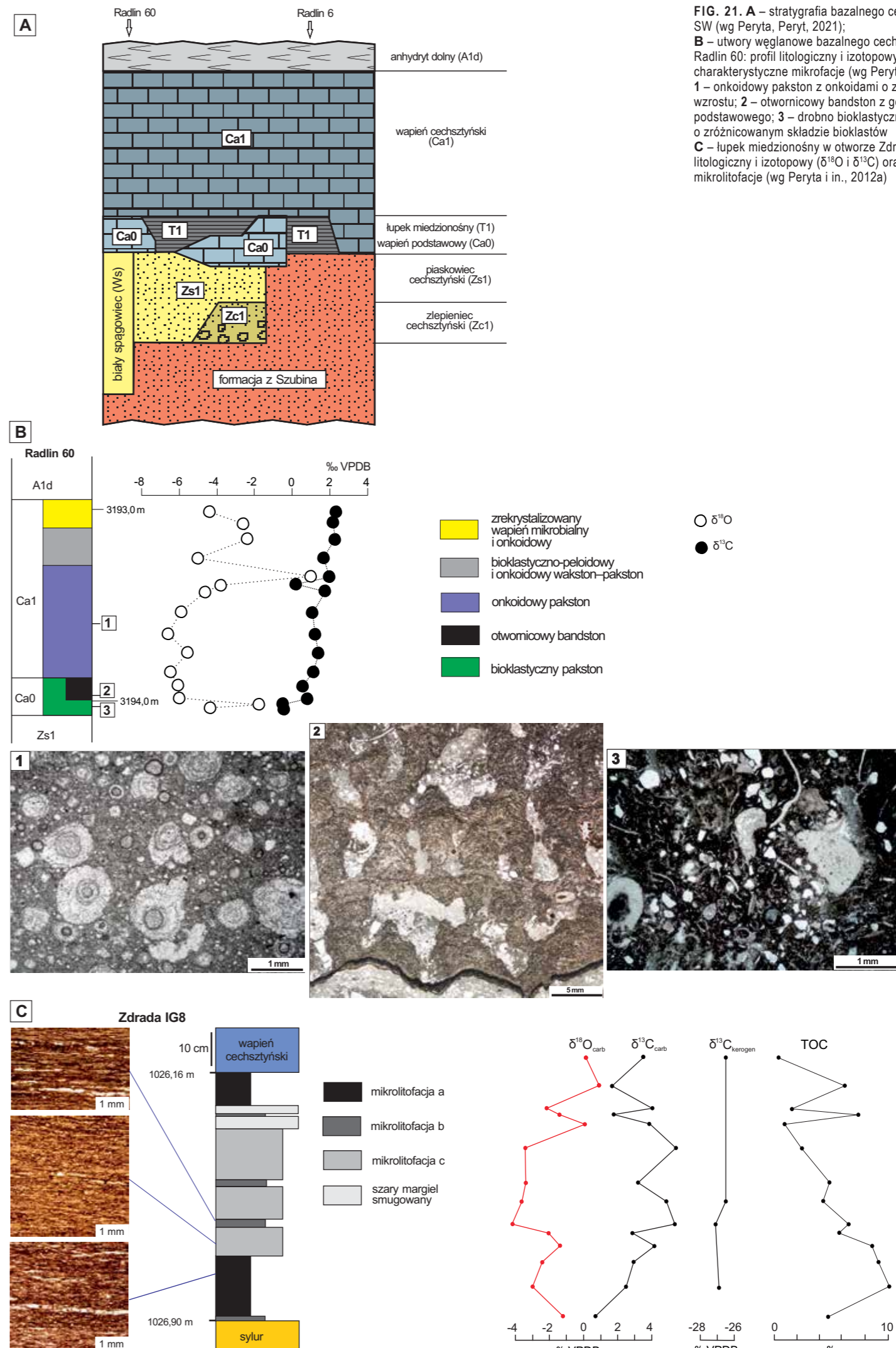


FIG. 21. A – stratygrafia bazalnego cechsztynu w Polsce SW (wg Peryta, Peryt, 2021); B – utwory węglanowe bazalnego cechsztynu w otworze Radlin 60: profil litologiczny i izotopowy ( $\delta^{18}O$  i  $\delta^{13}C$ ) oraz charakterystyczne mikrofacje (wg Peryta, Peryt, 2021); 1 – onkoidowy pakstón z onkoidami o złożonej historii wzrostu; 2 – otwornicowy bandstón z górnej części wapienia podstawowego; 3 – drobno bioklastyczny pakstón o zróżnicowanym składzie bioklastów C – lupek miedzionośny w otworze Zdrada IG 8 – profil litologiczny i izotopowy ( $\delta^{18}O$  i  $\delta^{13}C$ ) oraz charakterystyczne mikrofacje (wg Peryta i in., 2012a)

TAB. 13. Charakterystyka wydzieli w obrębie cyklotemów PZ1–PZ3

Nazwa jednostki	Miaższość [m]	Charakterystyka
Łupek miedzionośny T1	nieznaczna, lecz zmienna, zwykle 0,3–0,6, rzadko ponad 1; do 1,7 w LGOM (Rydzewski, Śliwiński, 2007)	T1 to przeważnie czarne lub ciemnoszare łupki ilaste, ilasto-dolomityczne, dolomityczne i margliste (fig. 21, 24), są to laminowane, drobnoziarniste skały terygenciczne oraz laminowane margle lub margle dolomityczne z nielicznymi przewarstwieniami (o miaższości od 0,5 do kilku centymetrów) o charakterze tempestytów, złożone z bezstrukturalnych piaszków, przekątnie laminowanych mulowców i pylowców oraz zapiaszczonych madstonów, waskstonów i pakstonów bioklastycznych (Oszczepalski, 1988); na ogół wyróżnia się 2 (Oszczepalski, Rydzewski, 1987), 3 (Peryt i in., 2012a) lub 4 mikrolitofacje (Oszczepalski, 1985; Oszczepalski, Chmielewski, 2021), natomiast Oszczepalski (1988) uwzględniając 11 cech petrograficznych wyodrębnił 7 mikrolitofacji
Wapień cechsztyński Ca1	od ok. 0,1 do 120; na ogół ok. 5–10 w środkowej części basenu i kilkadziesiąt w jego brzeżnej części	na obszarze brzeżnej platformy węglanowej obserwuje się wyraźną cykliczność sedymentacji (Peryt, 1984, 1986a; Śliwiński, 1988; Raczynski, 1997). Cykle te są asymetryczne i cechują się rozbudowanym członem regresywnym i zredukowanym – transgresywnym, świadczącym o szybkiej transgresji. Dolna część profilu Ca1 w brzeżnej części basenu jest często zdominowana przez madstony i rzadziej występujące waskstony. W najbliższej części na ogół występują utwory silnie zailone o miaższości kilku metrów. Madstony i waskstony przechodzą w kierunku brzegu basenu w ooidowe pakstony i greinstony, a te z kolei – w utwory silikoklastyczne (Czajor, Wagner, 1973; Kowalczewski, Rup, 1989; Raczynski, 1997). W górnej części profilu w brzeżnej części basenu dominują facje ziarniste, głównie ooidowe greinstony i pakstony (fig. 25); przechodzą one w kierunku basenu w peloidowe i bioklastyczne pakstony, waskstony i madstony. Na granicy brzeżnej i środkowej części basenu często występują rafy utworzone z bandstonów i pakstonów, a niekiedy akumulacje o charakterze barier. Głównymi organizmami rafotwórczymi były mszywoły, otwornice płozące oraz glon <i>Archaeolithoporella</i> (Peryt, 1981), przy czym bardzo ważną rolę odgrywała podmorska cementacja (Peryt, 1984). W środkowej części basenu w najbliższej części profilu przeważają dolomity bioklastyczne, zwykle zapiaszczone, wyżej występują onkolity i stromatolity, a w stropie – mikrobiality (fig. 26; Szaniawski, 1970; Podemski, 1973; Plekarska, Kwiatkowski, 1975; Peryt, Piątkowski, 1977; Piątkowski, 1980). W SW Polsce częste są profile skondensowane, o miaższości poniżej 2,5 m (Peryt, Ważny, 1978, 1980), niekiedy <1 m (Dyjaczyński, Peryt, 2014); są to głównie peloidowe i bioklastyczne waskstony i pakstony oraz onkoidowe pakstony (Peryt i in., 2015). W najbliższej części profilu rafowych, związanych z wyniesieniem GWP, występują brekcje, zlepieńce bądź wapienie bioklastyczne z ekstraktami. Wyżej w profilu dominują bioklastyczne pakstony i greinstony, często z obfitą cementacją aragonitową (fig. 27; Dyjaczyński i in., 1997; Peryt i in., 2012b; Fheed i in., 2015, 2022; Raczynski i in., 2016). W profilu można wyróżnić dwie wyraźne fazy wzrostu raf mszywiolowych – w dolnej i środkowej części profilu, natomiast w górnej części dominowały rafy mikrobialne (Peryt i in., 2016; Raczynski i in., 2017). W najwyższej części profilu występują utwory mikrobialne z przewarstwieniami pizolitów (Dyjaczyński i in., 2001; Kiersnowski i in., 2010; Peryt i in., 2020). Utwory wapienia cechsztyńskiego zawierają bogaty miejscami zestaw skamieniałości obejmujący mszywoły, małże, ramienionogi, ślimaki, małżoraczkę, szkarłupnie, otwornice, wieloszczety i konodonty, a także rośliny paprocioliste i szpilkowe oraz miospory i akritarchy (Pajchłowa, Wagner, 2001), a ostatnio udokumentowano skamieniałości ryb (Dankina i in., 2021, 2023). Szczególnie często skamieniałości występują w rafach związanych z wyniesieniem GWP (Peryt i in., 2012b; Raczynski i in., 2016; Fheed, 2019)
Anhydryt dolny A1d	na ogół <50 w środkowej części basenu (Peryt, Antonowicz, 1990), w peryferycznej części najczęściej 20–50, ale w strefach platform anhydrytowych (tzw. wałów) do ~200 (Dyjaczyński, Wolny, 1978)	w najbliższej części A1d w peryferycznej części basenu występują anhydryty gruzłowe o miaższości kilku metrów, powstałe w środowisku subaeralnym do bardzo płytkiego subakwalnego (Peryt, 1994). Po nich na ogół następują anhydryty warstwowe, często smużyste u dołu, z relikami selenitów, powstałe w środowisku subakwalnym, a następnie – anhydryty masywne o miaższości kilkudziesięciu, a nawet przeszło 100 m, lub anhydryty laminowane. Anhydryty masywne zawierają miejscami pseudomorfozy po kryształach selenitu o wysokości kilku centymetrów. Niekiedy w ich obrębie występują przewarstwienia wykazujące teksturę brekcyjową, powstałą w wyniku fragmentacji selenitów i lokalnego transportu tak powstałych fragmentów. Dalszy ich transport, a także ziarn gipsu, wytraconych w środowisku saliny, prowadził do wykształcenia się uziarnienia frakcjonalnego, dość często obserwowanego przede wszystkim na pograniczu peryferycznej i centralnej części basenu (Peryt i in., 1993), ale także w obrębie peryferycznej części basenu. W środkowej części basenu występują anhydryty gruzłowe, na ogół wyraźnie warstwowe, następnie – warstwowe, na ogół zrekrystalizowane, po czym szybko pojawiają się – dominujące w profilu – anhydryty laminowane, często wykazujące cykliczność solarną. Anhydryty laminowane budują także często znaczną część profilu pogranicza peryferycznej i środkowej części basenu, przy czym w takich wypadkach laminitom, które są często pofalowane i powyginane, o zmiennym nachyleniu lamin, towarzyszą anhydryty pasemkowane uziarnione frakcjonalnie
Najstarsza sól kamienna Na1	do 350 (Dyjaczyński, Wolny, 1978; Czapowski i in., 1993; Wróblewska, Wójcicki, 2023)	badania makroskopowe rdzeni wiertniczych najpierw z rejonu Zatoki Puckiej (Czapowski, 1983, 1987), a następnie z pozostałych części polskiego basenu cechsztyńskiego (Czapowski i in., 1993) umożliwiły wyróżnienie strukturalnych jednostek halitowych, co w połączeniu z analizą struktur sedymentacyjnych, cech deformacyjnych oraz określeniami zawartości bromu pozwoliło na przypisanie cech diagnostycznych do różnych środowisk sedymentacyjnych polskich ewaporatów chlorkowych (tab. 14). W górnej części profilu Na1 w rejonie Zatoki Puckiej, a także na obszarze przedsubdeckim, występuje sól „zanieczyszczona” (Na1B; Czapowski, 1983; Czapowski, Tomassi-Morawiec, 1985), będąca odpowiednikiem soli „descendentnych” sensu Poborski (1975, 1980), powstałych w nieco odmiennych warunkach w tym samym basenie sedymentacyjnym, w którym powstawały sole „czyste” (Na1A). Sole „czyste” cechują się wyższą średnią wagową zawartością chlorku sodu (96,74%) w porównaniu z solami „zanieczyszczonymi” (95,15%), a także wyższą średnią zawartością bromu (odpowiednio: 105 i 84 ppm). W górnej części „soli zanieczyszczonych” w rejonie Zatoki Puckiej występują przewarstwienia polihalitu (do 6,5 m – Chlapowo IG 1) i chlorkowych soli potasowo-magnezowych (do 14,1 m – Chalupy IG 3; Werner, 1972; Stępniewski, 1973; Pizon i in., 1985; Peryt i in., 1998, 2005)
Anhydryt górny A1g	gl. kilkadziesiąt (Peryt i in., 1996a)	profil A1g w peryferycznej części basenu powszechnie rozpoczyna brekcja anhydrytowa (BrA1g); często są to mulowce bądź ilowce z okruchami i grudami anhydrytu (np. Kłapiński, 1964; Podemski, 1965; Szaniawski, 1966; Wagner, 1978; Lorenc, 1975; Peryt, 1977; Tomaszewski, 1978; Peryt, Kasprzyk, 1992). W kierunku brzegu brekcja ta przechodzi w mulowce terygencicznej serii recesywnej T1r (Wagner i in., 1978). W profilach powstałych w najgłębszej części basenu (np. w otworze Bydgoszcz IG 1 – Peryt, 2011a; Grudziądz IG 1 – Peryt, 2011b) brekcji anhydrytowej brak. W środkowej części basenu występują anhydryty laminowane. Najlepiej poznanym obszarem występowania A1g jest rejon Zatoki Puckiej (Peryt, 1990b, 1991). Anhydryt główny (11,4–34,0 m miaższości) to przewarstwianie się mulowce z grudami anhydrytu (przeważają ilowce i mulowce – np. Peryt, Skowroński, 2021; Fig. 22). I grubokryształiczne anhydryty z częstymi relikami struktury gruzłowej bądź zlepieńcowej, w stronę otwartego basenu przechodzące w anhydryt maszynowy z pseudomorfozami po pionowo rosnących kryształach gipsu (Peryt, 1990b; Peryt i in., 1996a)
Dolomit główny (Ca2)	15-60 (maks. 190) na obszarze peryferycznej części basenu, kilka w jego środkowej części (Peryt i in., 1997; Wagner i in., 1978)	w kierunku brzegu osady Ca2 stopniowo przechodzą w przewarstwianie się utwory węglanowe i siarczanowe (np. Tomaszewski, 1962a, b; Podemski, 1965; Tomaszewski, Kienig, 1972; Peryt, Kasprzyk, 1992), a następnie – w kompleks siarczanowo-silikoklastyczny przykryty przez cienkie utwory anhydrytu gruzłowego. Na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej w dolnej części profilu występują niekiedy bandstony stromatolitowe oraz pakstony bioklastyczne, w górnej zaś głównie waskstony z przewarstwieniami laminowanych lupków (Wagner, 1994; Peryt, Skowroński, 2021). W peryferycznej części basenu Ca2 na obszarze przedsubdeckim w profilu dolomitu głównego dominują madstony, niekiedy bioklastyczne waskstony, z przewarstwieniami pakstonów i greinstonów ooidowych i rzadziej onkoidowych, a także stromatolitów (fig. 28); niekiedy spotyka się profile w całości (lub w przeważającej części) zbudowane z ooidowych greinstonów i pakstonów (np. Dyjaczyński, Wolny, 1978; Peryt, 1978b,c, 1986a; Protas, 1982, 2000; Głowacki, 1986; Peryt, Dyjaczyński, 1991; Jaworowski, Mikolajewski, 2007; Słowakiewicz, Mikolajewski, 2009, 2011; Kwoliek, Mikolajewski, 2010; Gaśiewicz, 2013; Kosakowski, Krajewski, 2014, 2015; Mikolajewski i in., 2019). Na izolowanych platformach Ca2, satelitarnych względem platformy peryferycznej, powstały głównie ooidowe greinstony i pakstony (fig. 29) bądź intraklastyczne pakstony, rzadziej występujące rudstony i bandstony (Mikolajewski i in., 2019). Na stokach izolowanych platform Ca2 często obserwuje się obecność rudstonów czy uziarnienia frakcjonalnego (np. Peryt, 1978c; Mikolajewski i in., 2019). Strefę przejściową między peryferyczną a środkową częścią basenu cechuje bardzo duża zmienność typu osadów, a niekiedy – obecność struktur deformacyjnych. W kilku przypadkach stwierdzono obecność osadów wadczych bądź stromatolitów w najbliższej części Ca2 (Peryt, 1983, 1992); są one przykryte osadami madstonami i waskstonami z bioklastami (fig. 29). W środkowej części basenu występują madstony i waskstony, rzadko pakstony i bandstony, często – zwłaszcza w górnej części Ca2 – laminowane, wzbogacone w materię organiczną (Wagner i in., 1978). Zespół skamieniałości w Ca2 jest ubogi w porównaniu z Ca1 i obejmuje małże, ślimaki, otwornice, małżoraczkę, mikrospory, akritarchy i zielonice (Pajchłowa, Wagner, 2001), a ponadto inne glony ( <i>Mizzia</i> – Peryt, 1986a; Słowakiewicz, Mikolajewski, 2011; Kosakowski, Krajewski, 2014; <i>Archaeolithoporella</i> i <i>Archaeolithophyllum</i> – Słowakiewicz, Mikolajewski, 2011) oraz mszywoły inkrustujące (Peryt, 1978c)
Anhydryt podstawowy A2	na ogół kilka–kilkanaście, w środkowej części basenu z reguły kilka; 10–15 w Kłodawie (Chandji, 1976)	w SW Polsce w dolnej części A2 występują biolaminity i anhydryty gruzłowe, a w górnej – anhydryty z pseudomorfozami po kryształach selenitowych (Peryt i in., 1996b), które były przez Kłapińskiego (1967, 1991) nazwane kawernomatami. Na obszarze platformy ewaporatowej PZ1 anhydryt stromatolitowy występujący w dolnej części A2 przechodzi ku górze w anhydryt warstwowy z pseudomorfozami po kryształach anhydrytu, lokalnie z przewarstwieniami halitu, po którym następuje anhydryt laminowany z przewarstwieniami halitu (Kovalevych i in., 2008). W środkowej części syneklizy perybaltyckiej występują anhydryty masywne z pseudomorfozami po kryształach selenitu i następnie laminowane anhydryty, a bliżej brzegów – anhydryty masywne z pseudomorfozami po kryształach selenitu i rzadko anhydryty warstwowe (Peryt i in., 1996b). Podobne stosunki są charakterystyczne dla wschodniej i NW Polski, przy czym w przypadku małej miaższości A2 występują anhydryty gruzłowe, co stwierdzono także na północ od Gór Świętokrzyskich (Kasprzyk, 1995)
Starsza sól kamienna Na2	w środkowej części basenu >400; w Kłodawie 300 (Werner i in., 1960); w peryferycznej części basenu <100	Na2 to białe lub beżowe, przezroczyste halit, wykazujący różne sekwencje jednostek strukturalnych soli (A + B + C, A + B, B + C, B + D) i różne pierwotne struktury sedymentacyjne (tab. 14). Dominuje sól równokryształica, średnio-grubokryształica, regularnie laminowana. Laminy anhydrytowo-solne mają grubość do 15 mm, odstępy między nimi zmieniają się od 9 mm do 30 cm, zazwyczaj wynoszą 5–10 cm. W pobliżu kontaktu z ogniwem starszej soli potasowej laminacja jest gęstsza, co do 10–26 mm. Seria/warstwy przejściowe (Na2 + K2), o miaższości 5–8 m, to sól kamienna początkowo laminowana co 1–3 cm piaskiem anhydrytowym z domieszką ilu, a wyżej bez laminacji (Burliga i in., 2004 <i>fade</i> Tomassi-Morawiec i in., 2009)
Starsza sól potasowa K2	10–60 (Wagner i in., 1981); 6–12 w Kłodawie	K2, występujące zazwyczaj w środkowej części basenu, to rytymity z naprzemiennie występującymi laminami i warstwami soli kamiennej i halito-sylwinitu (o miaższości centymetrowej i decymetrowej) i cienkimi warstewkami białego kizerytu i szarego anhydrytu, akcesorycznie także kamalitu i polihalitu (Werner i in., 1960; Hanczke, 1969; Starczyk-Stasiak, 1976). W Kłodawie dolna część skał jest określana jako kamalitolite kizerytowo, a w górnej – sól twarda anhydrytowo-kizerytowo-polihalitowa (Werner i in., 1960; Chandji, 1976)
Sól kamienna kryjąca (Na2r)	0,5–10,0 (Podemski, 1972); 1, 3 w Kłodawie	sól kamienna o charakterystycznym, czerwonym lub pomarańczowym zabarwieniu, zbudowana z soli różno- i grubokryształicznej, zwykle laminowanej równolegle piaskiem anhydrytowym z domieszką ilu, miejscami bezstrukturalnej (Tomassi-Morawiec i in., 2009)
Anhydryt kryjący (A2r)	ok. 0,15–6,0 (Podemski, 1973; ok. 1 w Kłodawie)	najlepiej poznany w SW Polsce, gdzie jego dolna część (o miaższości 1,1–2,2 m) to anhydryt warstwowy lub laminowany (pierwotnym osadem był gips klastyczny frakcji piaszczystej lub pylowej), a górna część (0,3–2,2 m miaższości) to anhydryt gruzłowy z centymetrowymi przewarstwieniami biolaminitów (Peryt i in., 1996b). Podobne wykształcenia anhydrytu kryjącego stwierdzono w innych obszarach basenu, chociaż niekiedy, jak np. w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, anhydryt kryjący o miaższości 2,1 m to anhydryt gruzłowy (Kasprzyk, 1995). W Kłodawie anhydryt kryjący (A2r), o grubości 15–25 cm, jest szary, laminowany równoległe iłem, z gniazdami soli kamiennej, w stropie i spagu bezstrukturalny
Szary il solny T3	od <1 do 14 (Podemski, 1965; Dębski, 1983); w centrum basenu na ogół 1,5–3,0	ilowce szare, w stropie lokalnie dolomitowe, są wykształcone na całym prawie obszarze polskiego basenu cechsztyńskiego z wyjątkiem najbardziej brzeżnych regionów, powyżej utworów PZ2 lub PZ1. Iłowce i mulowce barwy często zielonkavo-szarej; miejscami ilowce mają barwę czerwoną lub czerwono-brunatną. W rejonie Zatoki Puckiej ilowce i mulowce – powstałe w głębszej części laguny – są przykryte drobnoziarnistymi, często pylastymi, piaskowcami powstałymi w środowisku płytszym; na granicy z Ca3 występują rdzoności składające się z drobnoziarnistego, dobrze wysortowanego piasku z rzadkimi intraklastami węglanowymi oraz bioklastami (Czapowski i in., 1991)

TAB. 13. cd.

Nazwa jednostki	Miaższość [m]	Charakterystyka
Dolomit płytowy Ca3	od ok. 0,2 w środkowej części basenu, do >40 w jego brzeżnej części	w brzeżnej części basenu dużą część profilu dolomitu płytowego stanowią mikrobialne biolaminoidy z przewarstwieniami stromatolitów, madstonów, bioklastycznych waskstonów i pakstonów oraz muszłowców, peloidowych waskstonów i pakstonów, oolitów i rudstonów, budujących brzeżne platformy węglanowe (fig. 30, 31; Karwowski, 1985; Gaśiewicz i in., 1987; Gaśiewicz, Peryt, 1989a, b; Kowalczewski, Rup, 1989; Gaśiewicz, 1990; Peryt, 1990a; Raczynski, 1997; Brehm i in., 2002), w której utwory systemu sechby były oddzielone od pozostałej części basenu barierami piaszków ooidowych (np. Gaśiewicz, 1988, 2010); w barierze ooidowej w rejonie Mecheliniek i Wejherowa wyróżniono pięć cykli sedymentacyjnych, złożonych z dolnego członu laminoidowego i górnego – oolitowego (Gaśiewicz, 1985). W strefie stoku platformy w dolnej części występują silnie zailone madstony z cienkimi przewarstwieniami bioklastycznego pakstonu, a w środkowej i górnej części – laminity mikrobialne, przykryte utworami peloidowymi (np. Peryt, Kasprzyk, 1992) W środkowej części basenu występują silnie zailone zbiturbowane madstony o niewielkiej miaższości (Piątkowski, 1977, 1988; Piątkowska, 1982; Gaśiewicz, Peryt, 1989a). Inwentarz skamieniałości stwierdzonych w utworach Ca3 obejmuje otwornice, małże ( <i>Liebea squamosa</i> , <i>Schizodus rotundatus</i> ), ślimaki, małżoraczkę, mszywoły inkrustujące oraz glony ( <i>Calcinema</i> i <i>Algiles</i> ) (Podemski, 1965; Raczynski, 1997; Pajchłowa, Wagner, 2001)
Anhydryt główny A3	przeważnie 25–50	na ogół anhydryty przekrystalizowane; najprawdopodobniej pierwotnie były to warstwowe selenity. W dolnej części profilu występują anhydryty gruzłowe, wyżej – anhydryty masywne, zazwyczaj z pseudomorfozami po kryształach selenitu (anhydryty szkieletowe) i rzadkimi przewarstwieniami anhydrytu laminowanego (np. Kasprzyk, 1992). Na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich anhydryty szkieletowe górnej części anhydrytu głównego są przyścienne cementem halitowym i uważane za fację przejściową między siarczanami i halitem (Kasprzyk, 1995)
Młodsza sól kamienna (Na3) i młodsza sól potasowa (K3)	pierwotna do 350 (Wagner i in., 1981), w tym soli K-Mg do 35 (Poborski i in., 1956; Charysz, 1973; Chandji, 1976)	cechy litologiczne i analiza zawartości bromu umożliwiły wyróżnienie kilku facji solnych w obrębie utworów młodszej soli kamiennej (tab. 15). Sole potasowo-magnezowe i składają się głównie z chlorków typu kamalitu i kizerytu (Hanczke, 1969; Orska, Werner, 1987), rzadko z przewarstwieniami polihalitu (Podemski, 1972). W młodszej soli potasowej w Kłodawie występują systemy szczelin powstałych wskutek wysychania o głębokości do 1,5 m; opisywano je także jako struktury polygonalne (Poborska-Mlynarska, 1984; Tarka, 1989; Garić, 1991; 1991; Tomassi-Morawiec i in., 2009). Pojedyncze szczeliny (o głębokości 40 cm) zaobserwowano także w górnej młodszej soli kamiennej (Tarka, 1989). W Kłodawie młodsza sól kamienna górna jest przykryta zubrem brunatnym (Na3t) o miaższości szacowanej na 150–160 m (Werner i in., 1960)

W rejonie LGOM Kłapiński (1966b) wydzielił – na podstawie różnic tekstralnych – cztery ognia anhydrytu głównego: anhydryty pseudosferolityczne (o miaższości 2,1–8,0 m), anhydryty sferolityczne (11,7–20,4 m), anhydryty kryptosferolityczne (0–15,8 m) oraz gipsy wielkoziarniste (0,5–3,5 m). W środkowej części zbiornika, w otworze Piła IG 1, Reimann i Richter (1991) wyróżnili szereg jednostek na podstawie występowania charakterystycznych struktur i tekstur, odzwierciedlających głównie niewielką zawartość minerałów węglanowych (dość często jest to magnezyt) oraz materiału ilastego (fig. 32). Istnieje możliwość korelacji poszczególnych pakietów anhydrytu głównego w profilu otworu Piła IG 1 z rejonem Hanowru (fig. 33), ale z drugiej strony jest to zgoda niemożliwa w przypadku otworu Strzelce Krajeńskie IG 1 (M. Reimann, 1991 w: Peryt, 2010). Jak zwrócili uwagę Reimann i Richter (1991), istnienie ciągłych przejść między wyróżnianymi teksturami, a także duża rola subiektywizmu przy opisywaniu tekstur powodują, że korelacja profili jest problematyczna.

**Młodsza sól kamienna (Na3) i młodsza sól potasowa (K3).** Seria solna cyklotemu PZ3 jest dzielona na następujące główne jednostki stratygraficzne (wg Tomassi-Morawiec i in., 2009 – ognia): młodsza sól kamienna dolną (Na3a), młodsza sól potasowa (K3) i młodsza sól kamienna górna (Na3b). W najwyższych części młodszej soli kamiennej pojawiają się przewarstwienia czerwonych ilowców o miaższości kilkudziesięciu centymetrów, które przechodzą – w środkowej części basenu – w sól kamienną z laminami ilastymi poziomu młodszych soli zailonych (Na3t; Wagner, 1987b, 1994). W centrum depozycji odpowiednikiem tego poziomu jest ogniwo z Tuczna formacji Gwdy (tab. 2).

Na podstawie wykształcenia litologicznego i nagromadzenia anhydrytowych domieszek oraz barwy skały Podemski (1972) stwierdził, w rejonie Nowej Soli, możliwość wyróżnienia poziomów drugiego rzędu, zarówno w obrębie dolnej, jak i górnej młodszej soli kamiennej, które zostały wcześniej scharakteryzowane na obszarze Niemiec przez Richter-Bernburga (1955b). W dolnej młodszej soli kamiennej (Na3a) występują: sól kamienna podstawowa Na3a<sub>0</sub> (1,5–4,5 m), sól kamienna liniowa Na3a<sub>b</sub> (13,0–28,0 m) oraz sól kamienna krystaliczna Na3a<sub>g</sub> (do 44,0 m). W Kłodawie miaższość młodszej soli kamiennej dolnej wynosi 120–180 m (Charysz, 1973; Chandji, 1976).

Sole potasowo-magnezowe – tworzące jednostkę młodszej soli potasowej (K3) – odpowiadają pokładowi soli potasowych Ronnenberg (K3Ro) w klasycznym profilu z obszaru Niemiec (Podemski, 1972). Ich miaższość na obszarze przedsubdeckim wynosi do 18 m (Podemski, 1974b).

Miaższość górnej młodszej soli kamiennej zmienia się w dużych granicach (8–240 m wg Podemskiego, 1972). Zdaniem Podemskiego (1972) są to sole descendentne, które w przeciwieństwie do soli Na3a i K3, powstałych w wyniku precypitacji z solanek o geniezie morskiej, są utworami redeponowanymi, osadzonymi w najgłębszych częściach zbiornika. Podemski (1972) uznał, że część profilu górnej młodszej soli kamiennej, cechująca się obecnością żyłek i okruchów anhydrytu, odpowiada prawdopodobnie niemieckiemu poziomowi Na3<sub>n</sub>, natomiast seria z dużą ilością wtęrców czerwono-brunatnego ilu – poziomowi Na3<sub>s</sub>.

### Cyklotem PZ4

W odróżnieniu od poprzednich cyklotemów, węglanowo-ewaporatowych, będących wynikiem cykliów transgresywno-regresywnych morza późnopermskiego, w cyklotemie PZ4 cykliczność sedymentacji była głównie spowodowana okresowymi zmianami klimatu oraz stale narastającego wilgotnienia klimatu (Wagner, 1987a, b, 1991, 1994; Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998). Dla podkreślenia tej swoistości cykliczności, Wagner (1987a, b, 1991, 1994) wydzielił cyklotem PZ4 jako nadrzędną jednostkę litostratygraficzną, a w obrębie cyklotemu PZ4 – pięć subcyklotemów (od PZ4a do PZ4e). Każdy z subcyklotemów jest rezultatem jednego cyklu klimatycznego: okres wilgotny (sedymentacja terygenciczna) – okres suchy (sedymentacja ewaporatów) (Wagner, 1994).

W zewnętrznej części basenu ewaporatowego powstawały osady ilasto-ewaporatowe. W okresach wilgotnych tworzyły się czerwone ilowce i mulowce, podrzędnie piaskowce; osady te odpowiadają czerwonemu ilowi solnemu dolnemu T4a i czerwonemu ilowi solnemu górnemu T4b (Wagner, 1994). W okresach suchych tworzyły się natomiast cienkie warstwy anhydrytów (A4a, A4a<sub>2</sub>) i sole kamienne subcyklotemów PZ4a i PZ4b. Litofacja cechuje się wyraźnym rozdzieleniem na człony terygenciczne i ewaporatowe (Wagner, 1994) i poza najmłodszą solą kamienną ilastą (Na<sub>4</sub>t), nie występują mieszane skały terygenciczno-solne. Litofacja ta jest typowa dla cyklotemów Z4 i Z5 w basenie niemieckim (Wagner, 1994).

W osiowej części zbiornika występuje litofacja zubrów (Poborski, 1959), której cechą charakterystyczną jest specyficzne wykształcenie poziomów terygenciczno-solnych będących odpowiednikami ilów solnych w litofacji ilasto-solnej. W okresach barwiej wilgotnych powstały tam czerwone ilowce, podrzędnie mulowce, oraz sól kamienna zanieczyszczona pyłami terygencicznymi; utwory te zaliczono do formacji Gwdy i Korytynicy oraz ogniw ze Złotowa, Jastrowia i Nakła formacji Piławy (Wagner, 1994). W okresach bardziej suchych powstawały: sól kamienna formacji Parsety i Iny oraz zailona sól kamienna ogniw z Piły i Wałcza formacji Piławy (tab. 2; Wagner, 1988, 1994).

Na obszarze litofacji terygencicznych, zajmujących najbardziej peryferyczną część basenu, otaczającą zbiornik ewaporatowy, wyróżniono formację rewalską (Szyperko-Śliwczyńska, 1980; Szyperko-Teller, Moryc, 1988) i nieformalną stropową serię terygenciczną (Wagner, 1978, 1994; Wagner i in., 1978). W formacji rewalskiej dominuje frakcja drobnoklastyczna, natomiast w stropowej serii terygencicznej w występują liczne przewarstwienia piaszków, a nawet zlepieńców (Wagner, 1994).

Zakładając, że w okresach wilgotnego klimatu tworzyły się skały terygenciczne lub terygenciczno-solne, a w okresach suchych – ewaporaty, Wagner (1994; Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998) wyróżnił w cyklotemie PZ4 trzy sekwencje klimatyczne: PZS5-C1, PZS5-C2 i PZS5-C3 (fig. 33).

Sekwencja klimatyczna PZS5-C1 obejmuje osady utworzone w najstarszym cyklu klimatycznym, odpowiadającym najwyższemu warstwowemu cyklotemu PZ3 – młodszej soli kamiennej ilastej (Na3t) i ogniwu z Tuczna, oraz subcyklotemowi PZ4a, z wyłączeniem najmłodszej soli kamiennej górnej ilastej (Na4a<sub>1</sub>t) i odpowiadającej

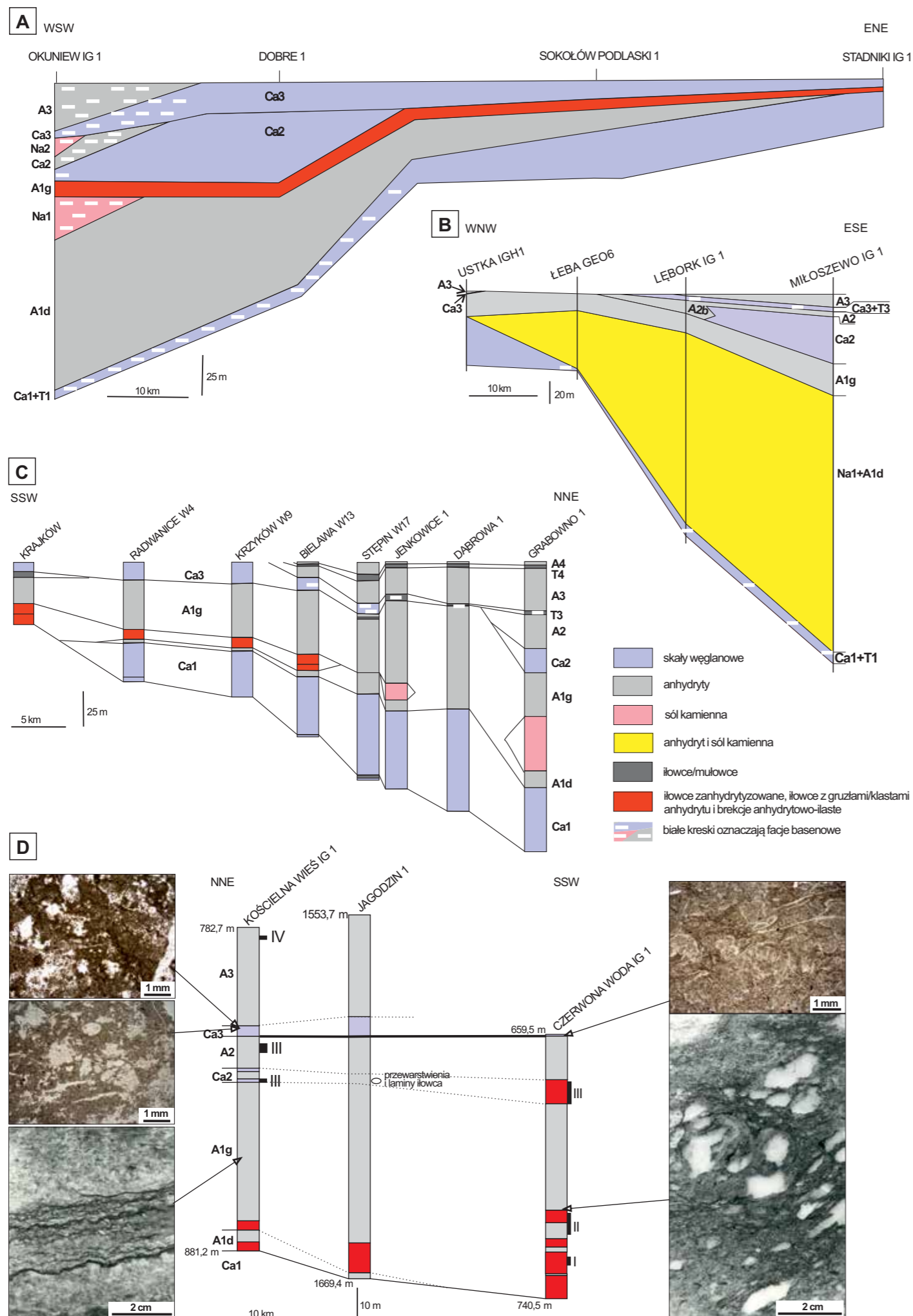


FIG. 22. Zestawienia profili cechsztynu i ich korelacja w peryferycznej części zbiornika: A – Podlasie (wg Peryta, 1990a); B – wyniesienie Leby (wg Peryta, Skowrońskiego, 2021; A2b – anhydryt brzeżny, R. Wagner w: Wagner i in., 1978); C – rejon Wrocławia (wg Peryta, 1977); D – basen północnosudecki (wg Peryta, Kasprzyk, 1992 oraz Fijałkowskiej, Peryta, 1995; I-IV – zespoły palinologiczne – zob. tab. 19); objaśnienia skrótów w tekście

FIG. 23. A – przekrój sejsmiczny (linia 680) przez otwór wiertniczy Cicha Góra Na4) i jego interpretacja (wg Dyjażyńskiego, Peryta, 2014); B – interpretacja stratygraficzna ewaporatów górnego (poziom anhydrytu, spąg anhydrytu górnego), zakładająca stworzenie przestżeni akomodacyjnej w wyniku dehydracji gipsu, którą to przestrzeń następnie wypełniły utwory Na1g (Dyjażyński, Peryt, 2014); objaśnienia skrótów w tekście

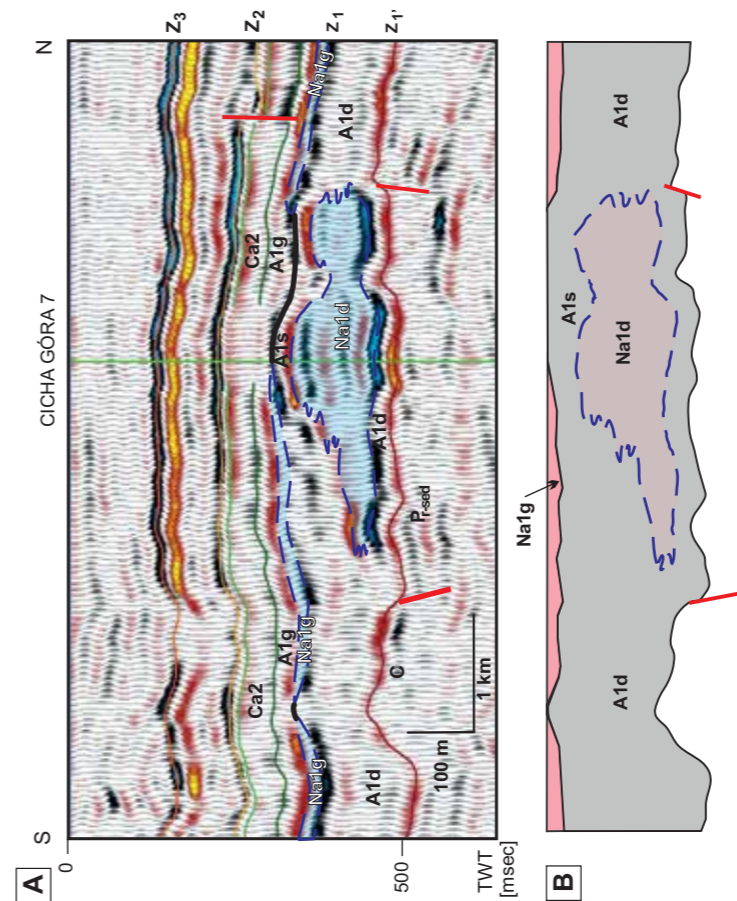


FIG. 24. Typowe profile charakterystyczne dla płytkiego szelfu (Stepin W17, Kościerzyna IG 1, Lebork IG 1) i głębokiego szelfu (Czechów 2, Grundy Górne IG 1, Pila IG 1, Nowa Rola P9) wg Oszczepek (1987); Oszczepek, Chmielewskiego (2021); objaśnienia skrótów w tekście

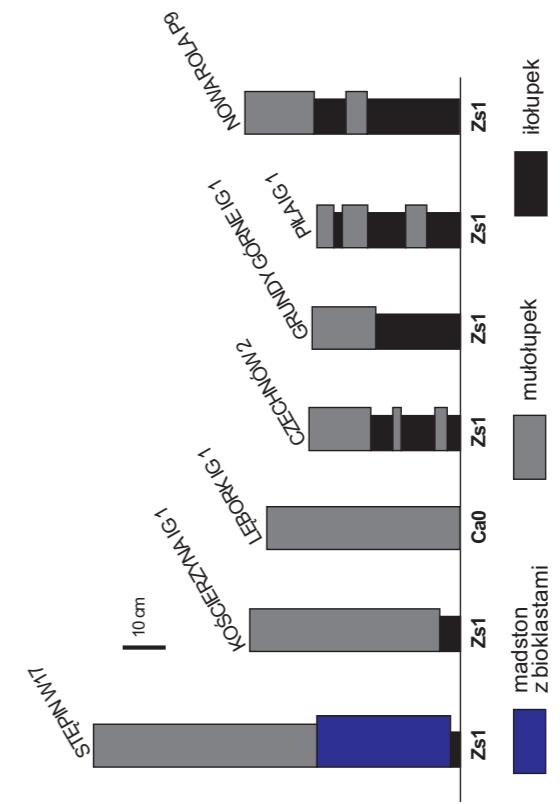
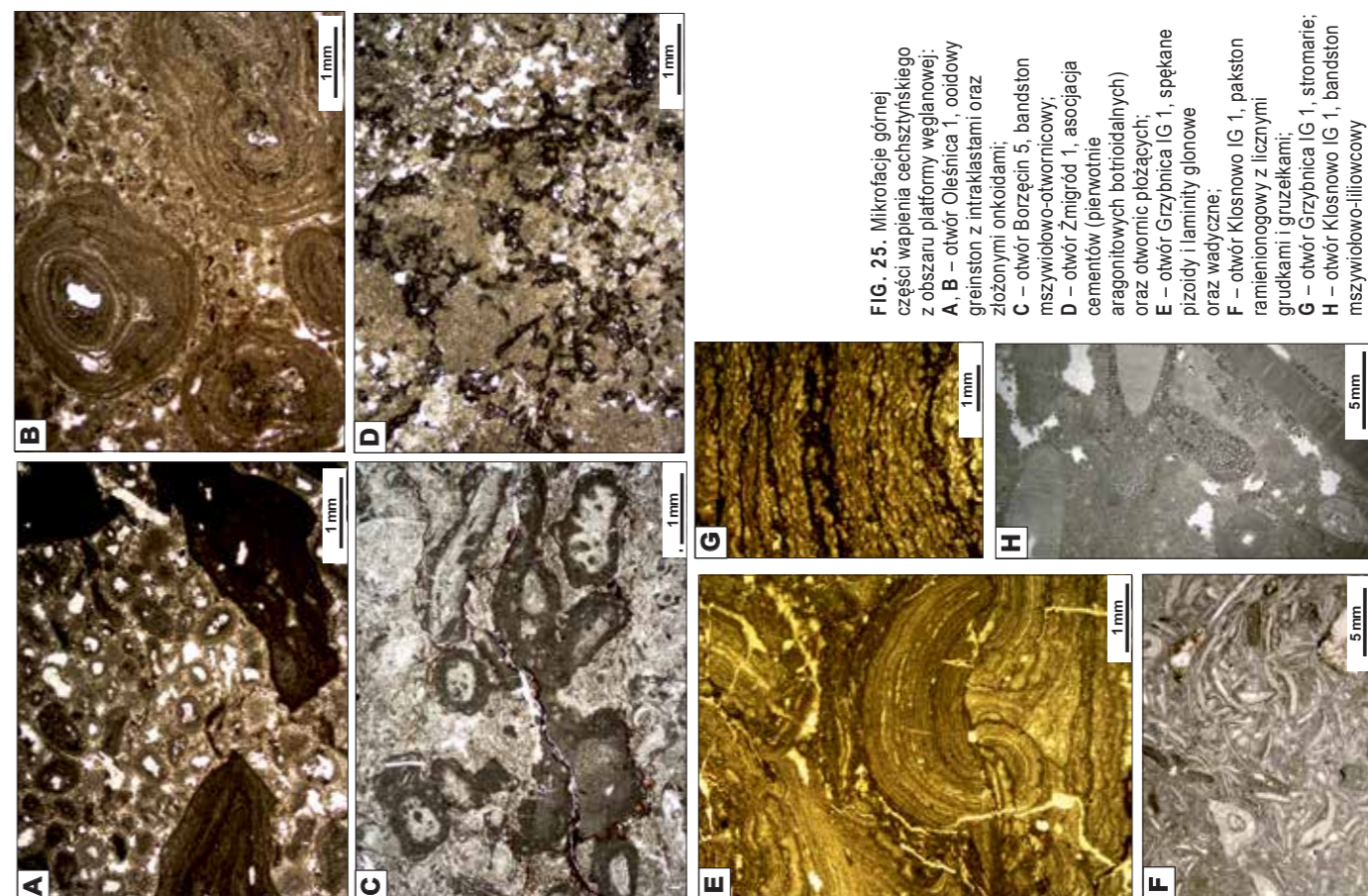


FIG. 25. Mikrofotografie górnej części wapienia cechsztyńskiego z obszaru platformy węglanowej: A, B – otwór Oleśnica 1, ooidowy greinston z intraklastami oraz złożonymi onkoidami; C – otwór Borzęcin 5, bandston mszywiolowo-otwornicowy; D – otwór Zmigród 1, asocjacja cementów (pierwotnie aragonitowych botryoidalnych) oraz otwornic płożących; E – otwór Grzybnica IG 1, splekane pizody i laminy glonowe oraz wadyczne; F – otwór Kłosnowo IG 1, pakston ramienionogowy z licznymi grudkami i gruzekami; G – otwór Grzybnica IG 1, stromiarie; H – otwór Kłosnowo IG 1, bandston mszywiolowo-iliłowcowy



TAB. 14. Charakterystyka facji solnych cechsztynu w obrębie poszczególnych jednostek stratygraficznych (Na1, Na2, Na3)

Facja solna	Podfacja	Najstarsza sól kamienna (wg: Czapowski, Tomassi-Morawiec, 1985; Czapowski, 1987, 1989a; Czapowski i in., 1993)		Starsza sól kamienna (wg Czapowskiego, 1989b; Czapowski i in., 1990)		Młodsza sól kamienna (wg Czapowskiego, 1989b, 1993)	
		skład sekwencji solnych	zawartość bromu [ppm]	skład sekwencji solnych	zawartość bromu [ppm]	skład sekwencji solnych	zawartość bromu [ppm]
Litofacja morskiego basenu solnego	głębsza	jednostki strukturalne: A + B + C; warstwy halitu C z wyraźną laminacją wewnętrzną (Czapowski, 1986), kryształy chmurzaste w B, laminacja anhydrytem w A; typ i miąższość jednostek tak regularne, że sekwencje można nazwać rytmiami	na ogół 50–80, rzadko – w najniższej części Na1 – ok. 30	jednostki strukturalne: A + B + C; C z „wewnętrzną laminacją”; w B kryształy chmurzaste (pierwotnie – kryształy lejkowe); w A – regularna drobna laminacja anhydrytem	50–100	jednostki strukturalne: A + B + C, A + B, B + BA i B + C	80–130, średnio 110–120
	plytsza	Głównie B + C i A + B z częstszymi laminacjami siarczanowymi i lejkowymi kryształami halitu; rzadkie redeponowane kryształy halitu	60–120	B + C, A + B; czystsze kryształy lejkowe i AB + C	–	B + C, A + B i AB + C	50–140, zazwyczaj 80–90
Litofacja laguny solnej	głębsza	B + A i B, rzadko C z wewnętrzną laminacją; halit chmurzasty, laminy anhydrytu	20–140, najczęściej 60–100	B + A i B, rzadko C z „wewnętrzną laminacją”	100–200, miejscami >250	B + A i B	średnio 70–100
	plytsza	B + A i B, częste kryształy trawekowe i szewronowe halitu, soczewki D	30–100	B + A i B, soczewki D, cechy rozpuszczenia, skupienia mikroagregatów siarczanów i minerałów ilastych; drobne kryształy trawekowe i szewronowe ko	–	B + A i B, pojedyncze warstwy C, akumulacje D	40–180, na ogół 80–120
Litofacja saliny	–	B i B + A, częste soczewki D	70–180	B lub B + A z licznymi soczewkami D; kryształy trawekowe, lejkowe i szewronowe częstsze niż w litofacji lagunowej	100–200; wyższa (250–570) związana z domieszką soli K-Mg	B + AB lub A + AB, częste soczewki D	80–170, średnio 120–140
Litofacja brzeżnej panwi solnej	–	–	–	B + A, B + D i B; częste kryształy trawekowe i szewronowe; powierzchni rozpuszczenia, domieszka anhydrytu i ilu oraz soczewki D częstsze niż w litofacji płytkiej laguny	40–60 (niska z powodu występowania D)	–	–
Litofacja panwi solnej	–	–	–	–	–	B + A, B + D i B	0–130, zazwyczaj 40–100

TAB. 15. Ważniejsze diagnostyczne cechy poziomów litostratygicznych wapienia cechsztyńskiego wyróżnionych przez Alexandrowicza (1974)

Poziom	Charakterystyka
δ	wapienie lub dolomity nieulawicone lub niewyraźnie ulawicone, obfitujące w skupienia kryształów anhydrytu, a nawet zawierające soczewkowane przewarstwienia anhydrytu
γ	wapienie lub dolomity detrytyczne, oolitowe lub onkolitowe niewyraźnie ulawicone, przekładane paroma przewarstwieńmi podobnych skał, zawierających liczne, bardzo cienkie, wyklinowujące się smugi margliste
β	wapienie i dolomity wyraźnie ulawicone, przekładane cienkimi warstewkami i laminami margli i lupków marglistych o falistym przebiegu oraz odznaczające się obecnością licznych stylolitów
α	wapienie lub dolomity margliste, nie ulawicone, o niewyraźnie zaznaczonym warstwowaniu, polegającym na obecności wyklinowujących się, cienkich smug materiału ilastego

jej ogniu z Kluczewa w centrum basenu. Sekwencja klimatyczna PZS5-C2 obejmuje najmłodszą sól kamienną ilastą (Na4a,t) i ogień z Kluczewa należące do subcyklotemu PZ4a oraz cały subcyklotem PZ4b. Zawartość bromu (tab. 16) wskazuje na morskie pochodzenie halitu (Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998). Ewaporaty sekwencji PZS5-C2 miały znacznie mniejszy zasięg niż ewaporaty PZS5-C1.

W sekwencji klimatycznej PZS5-C wyróżniono trzy parasekwencje: PZS5-C3.1, PZS5-C3.2 i PZS5-C3.3, odpowiadające trzem podcyklom PZ4 (odpowiednio: PZ4c, PZ4d i PZ4e), przy czym ostatnia parasekwencja obejmuje także utwory najwyższej części formacji rewalskiej i stropowej serii terygenicznej. System depozycyjny TST sekwencji PZS5 przypada na granicę formacji rewalskiej i stropowej serii terygenicznej z formacją bałtycką (Pieńkowski, 1989, 1991; Wagner, 1994).

**Obrzeża basenu cechsztyńskiego**

W kierunku brzegu zbiornika cechsztyńskiego wzrasta udział skał silikoklastycznych w profilu cechsztynu, co jest szczególnie dobrze udokumentowane w przypadku obszaru Gór Świętokrzyskich oraz basenu północnosudeckiego.

**Góry Świętokrzyskie.** Transgresja morza cechsztyńskiego w rejonie Gór Świętokrzyskich zastąpiła obszar zróżnicowany morfologicznie, o urozmaiconej linii brzegowej, która cechowała się obecnością wąskich zatok, wchodzących dość głęboko w trzon ładu świętokrzy-

skiego (np. Kuleta, Zbroja, 2006; Szulc i in., 2015); zdaniem niektórych badaczy obniżenia te były rowami tektonicznymi (Głazek, Kutek, 1976). Miąższość utworów cechsztynu w strefie proksymalnej wynosi ok. 100 m i rośnie na NW, ku depocentrum polskiego basenu cechsztyńskiego. Sukcesję cechsztynu rozpoczynają i kończą osady klastyczne grubookruchowe (zlepierce i piaskowce) w strefach brzeżnych i drobnoziarniste w facjach dystalnych (głównie mulowce). Facje dystalne utworów morskich, na dalszym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, są zdominowane przez utwory ewaporatowe (Kowalczewski, Rup, 1989; Kuleta, Zbroja, 2006), facje proksymalne zaś wykazują: duży udział węglanów, w tym pochodzenia środkowodnego (fig. 34, 35; Peryt, Rup, 1987; Bełka, 1991 *vide* Skompski, 2012; Jewuła i in., 2023), i utworów klastycznych – utworów plał i sebhy, brak ewaporatów z wyjątkiem tylko lokalnie występujących utworów anhydrytu dolnego, górnego i głównego (Rup, 1988; Kasprzyk, 1995), a także obecność licznych luk depozycyjnych. Integracja nowych i archiwalnych danych litostratygicznych z 24 w pełni rdzeniowanych otworów oraz odsłoneń na NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich potwierdziła zasadność schematu Bełki (1991 *vide* Skompski, 2012) i umożliwiła opracowanie nowego schematu litostratygicznego dla górnego permu tego obszaru, jak również – dokładnej rekonstrukcji środowiskowej u schyłku permu (Jewuła i in., 2020). Wyróżniono dwie nowe formacje (z Czerwonej Góry i Podzamcza), a w każdej z nich – dwie części (Jewuła i in., 2020, 2021), a także szczegółowo scharakteryzowano formację z Siodeł, której ogólną charakterystykę wcześniej podały Kuleta i Zbroja (2006; fig. 35; tab. 18).

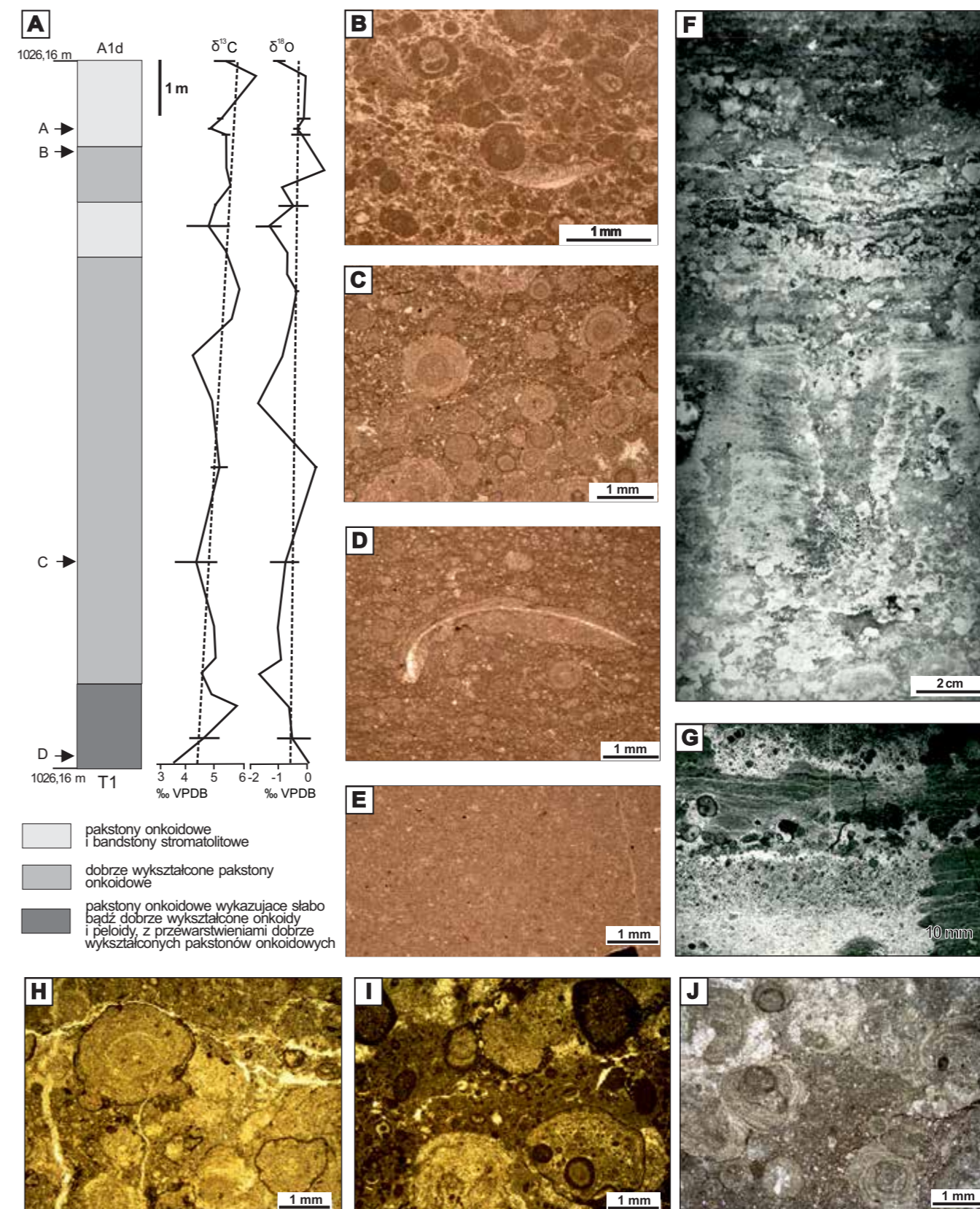
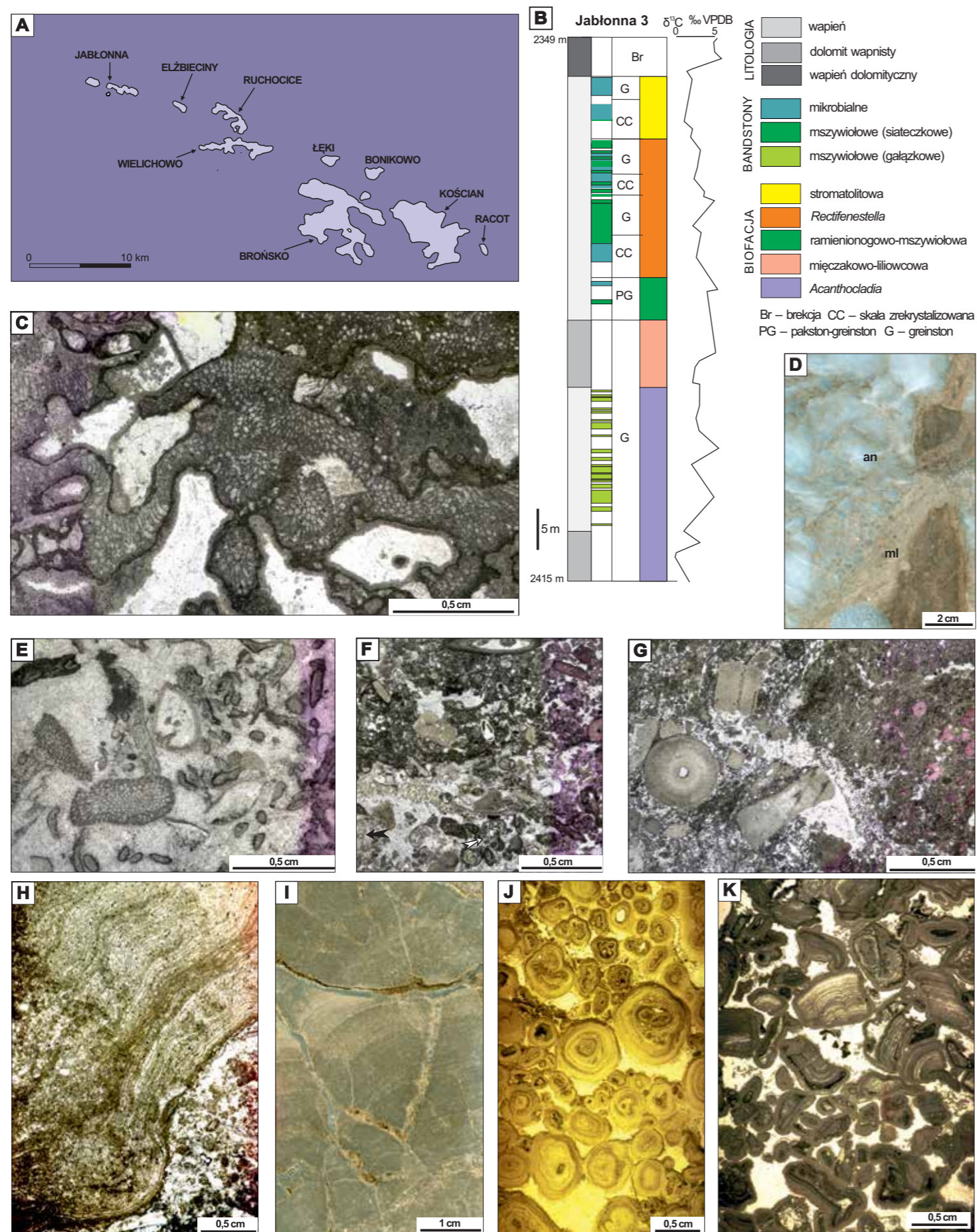
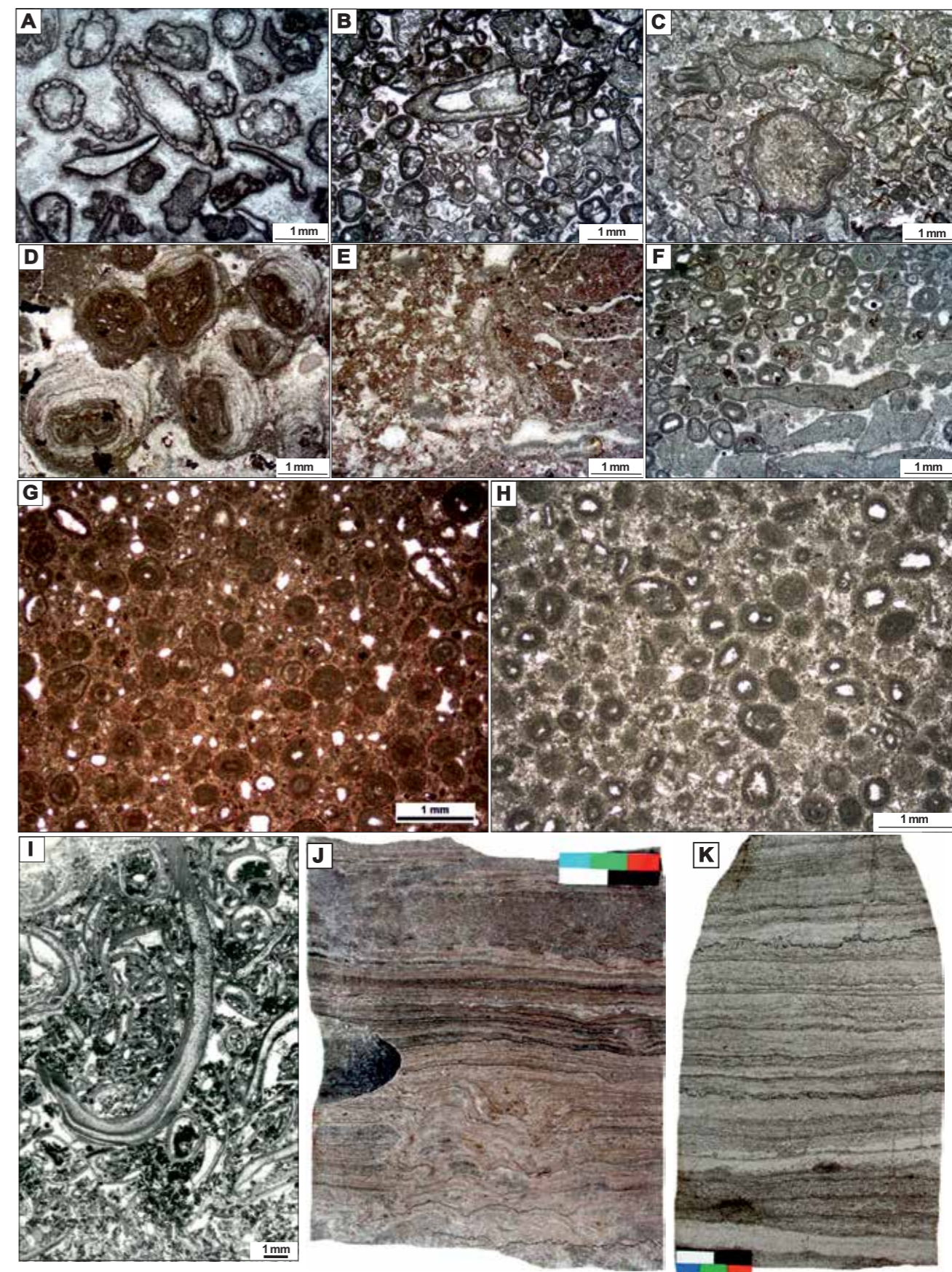


FIG. 26. A – profil litologiczny i izotopowy ( $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta^{13}\text{C}$ ) wapienia cechsztyńskiego w otworze Zdrada IG 8 (wg Peryta i Peryt, 2012) oraz charakterystyczne mikrofacje w otworze Zdrada IG 8 (B–E), w górnej części wapienia cechsztyńskiego w otworze Debrzno IG 1 (H–I) i innych otworach wiertniczych ze strefy basenowej (F – Gnieźdźewo IG 1; G – Zdrada IG 1; J – Złotów 2); B – radialne ooidy (niekiedy ich jądrem jest bioklast); C – onkoidy o dobrze wykształconej laminacji, w dolnym lewym narożu intraklast onkoidowego pakstonu; D – onkoidy często o nielaminowanej strukturze, po obu stronach muszli mikrobialne inkrustacje; E – skała ze słabo wyrażonymi zarysami peloidów i onkoidów; F – kolumnki górnego poziomu stromatolitowego w rejonie Zatoki Puckiej, przykryte mikrobialitami stabilizującymi osad drobnoklastyczny; G – drobne stromatolity dolnego poziomu stromatolitowego w rejonie Zatoki Puckiej (wg Piątkowskiego, 1980); H–J – kilkugeneracyjne onkoidy i intraklasty onkoidowego pakstonu z powierzchniami mikrytyzacji i powłokami otwornic płożących



**FIG. 27.** Rafy wapienia cechsztyńskiego związane z wyniesieniem GWP. **A** – występowanie raf (kolor jasnoniebieski) w obrębie facji basenowej (kolor błękitu brzasku) według Górskiego i in. (2000); **B** – przykład profilu rafowego – kolumny pokazują, od lewej, litologię, występowanie bandstonów, typ skały oraz biofację (wg Peryta i in., 2016), a także zmienność wartości  $\delta^{13}C$  w profilu; **C** – otwór Jabłonna 4, biotylit mszywiolowy: mszywioloty obrośnięte otworcami płozącymi i następnie morskimi cementami izopachowymi; biofacja z *Acanthocladia*; **D** – otwór Jabłonna 3, mikrobiałne klasty i laminy stromo nachylone w obrębie anhydrytu gruzłowego; **E** – otwór Jabłonna 4, biofacja z *Acanthocladia* – bandston mszywiolowy z obficie występującym, pierwotnie aragonitowym cementem botrioidalnym; **F** – otwór Jabłonna 4, biofacja mięczakowo-liliowcowa (greinston bioklastyczny); **G** – otwór Jabłonna 4, biofacja ramienionogowo-mszywiolowa z częstymi liliowcami (**C, E-G** – wg Peryta i in., 2016; **D** – wg Peryta i in., 2020); **H** – otwór Bonikowo 1, zrekrytalizowany bioklastyczny greinston przykryty przez stromarie (wg Raczynskiego i in., 2017); **I** – otwór Kotusz 2, małe kopuły stromatolitowe (wg Peryta i in., 2012b); **J** – otwór Brońsko 11, wadoidy; **K** – otwór Kościan 13, pizoidy i fragmenty skorup wadycznych w obrębie perylitoralnego osadu peloidowego



**FIG. 28.** Charakterystyczne mikrofacje dolomitu głównego z obszaru platformy węglanowej (A-F, J-K: Wielkopolska, rejon Gorzowa Wlkp., głównie bary związane z krawędzią platformy; G: otwór Kopalino IG 1: brzeżna bariera ooidowa, wyniesienie Leby; H: wewnętrzna część platformy, obszar przedsudecki; I: strefa przykrawędziowa izolowanej platformy węglanowej, przedłużenie strefy Koszalin-Chojnice). **A** (otwór Buszewo 2) i **B** (otwór Dzieduszyce 1) – pakston z częstymi fragmentami *Mizzia*; **C** (otwór Lubiszyn 1) i **F** (otwór Ściechów 1) – ooidowy greinston; z intraklastami zrekrytalizowanych skał ziarnistych; **D** (otwór Lubiszyn 1) – pizoidy i ich fragmenty w osadzie peloidowo-grudkowym; **E** (otwór Lubiszyn 1) – kalkret; **G** (otwór Kopalino IG 1) i **H** (otwór Rawicz 2) – ooidowy greinston; **I** (otwór Unisław IG 2) – peloidowo-bioklastyczny pakston; **J** (otwór Stanowice 2) – mata mikrobiałna z inicjalnymi formami stromatolitów w dolnej części (fot. Z. Mikołajewski w: Kotarba, Wagner, 2007); **K** (otwór Buszewo 5) – greinston ooidowy z biolaminami (fot. Z. Mikołajewski w: Kotarba, Wagner, 2007)

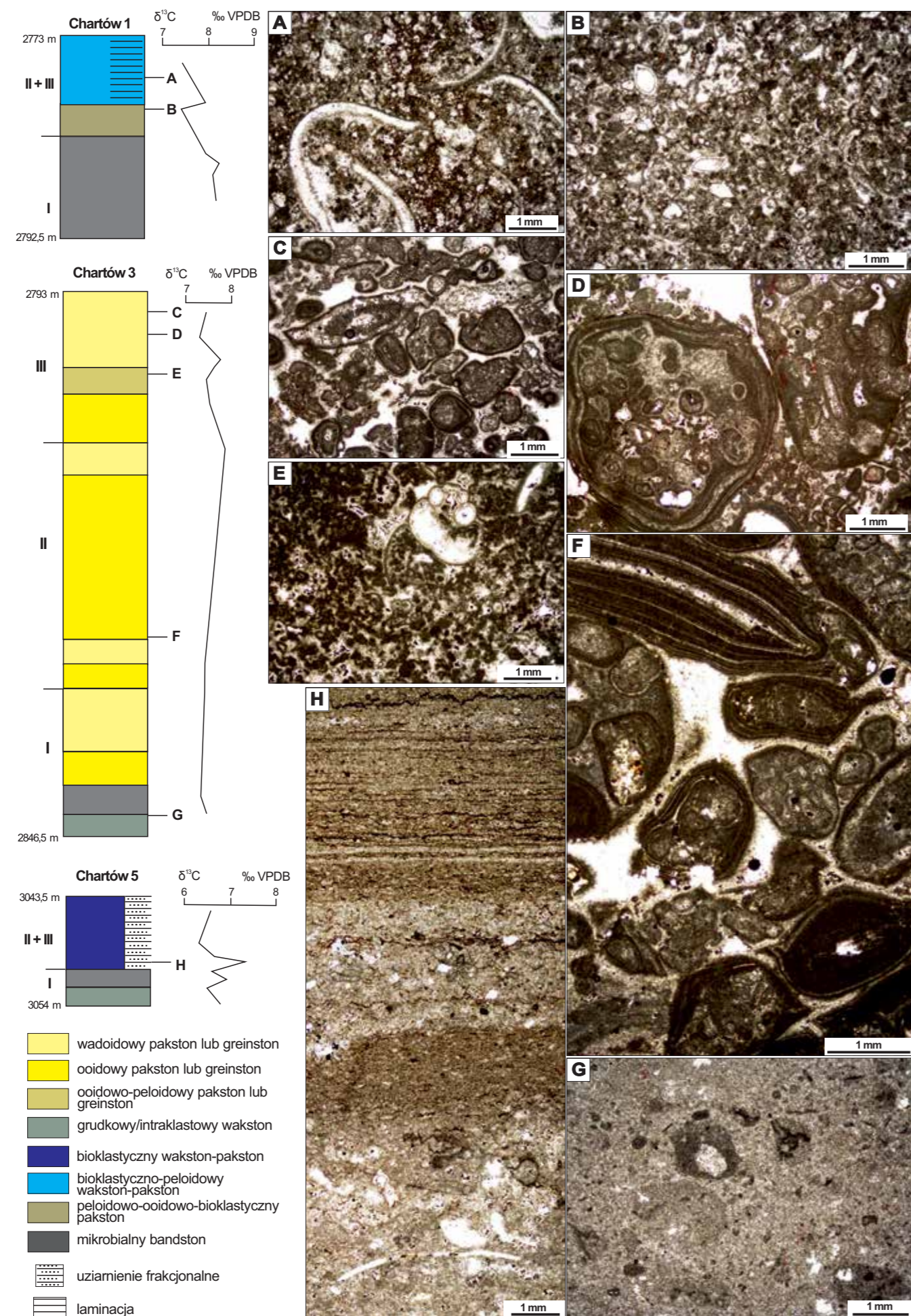


FIG. 29. Profile otworów położonych na izolowanej platformie Chartowa (litologia wg Peryta, Dyjaczynskiego, 1991; wartości  $\delta^{13}C$  wg Peryta, Scholle'a, 1996) i charakterystyczne mikrofacje: Chartów 1 to strefa lagunowa, Chartów 3 to krawędź platformy, a Chartów 5 – basen. I, II i III to cykle wyróżnione przez Peryta, Dyjaczynskiego (1991)

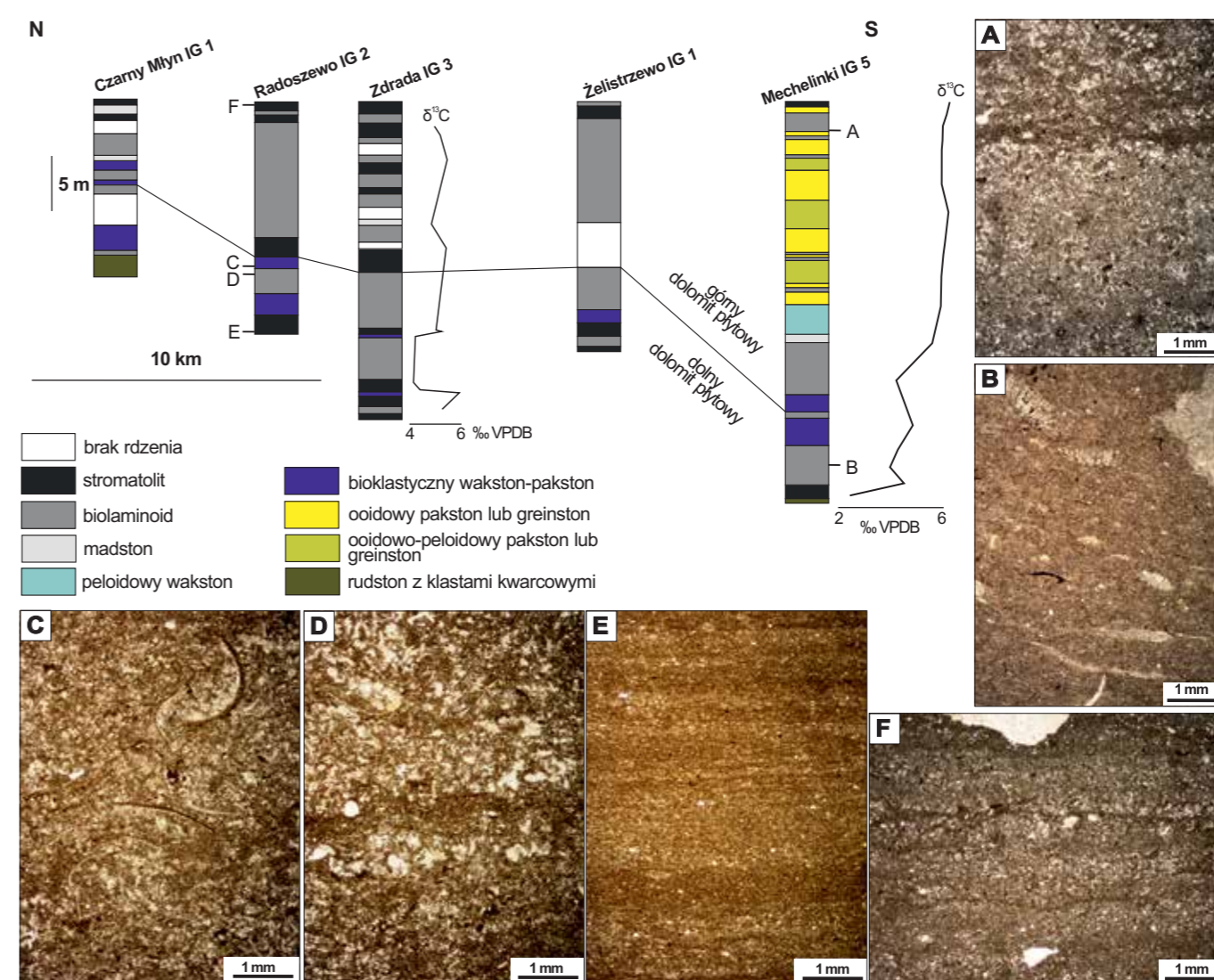


FIG. 30. Dolomit płytowy w rejonie Zatoki Puckiej (wg Gąsiewicz i in., 1987; Gąsiewicz, 1990; profile izotopowe wg Peryta, Scholle'a, 1996) A, B – otwór Mechelinki IG 5; C-F – otwór Radoszewo IG 2; na profilach pokazano lokalizację mikrofacji zilustrowanych na fotografiach A-F

**Basen północnosudecki.** W basenie północnosudeckim stwierdzono skomplikowany wzór występowania (i zastępowania się) facji węglanowych, ewaporatowych i silikoklastycznych (fig. 36; zob. Peryt, 1978a, z literaturą; Peryt, Kasprzyk, 1992; Fijałkowska, Peryt, 1995; Raczyński, 1996, 1997, 2010; Fijałkowska-Mader i in., 2018). Podobnie jak w przypadku rejonu świętokrzyskiego, w brzeżnej części basenu północnosudeckiego, pomiędzy utworami węglanowymi zaliczanymi do wapienia cechsztyńskiego i dolomitu płytowego, stwierdza się obecność utworów silikoklastycznych (głównie mułowców i iłowców) oraz siarczanowych, przy czym te ostatnie niekiedy tworzą serie o miąższości do kilkudziesięciu metrów. W północnej i środkowej części basenu północnosudeckiego występują poziomy siarczanowe cykle PZ1, PZ2 i PZ3, natomiast w części południowej – na ogół jeden poziom. Jak wynika z analizy dobrze udokumentowanych zmian facjalnych, zarówno na obszarze basenu północnosudeckiego, jak i po przeciwnej stronie bloku przedsudeckiego, osiagające kilkadziesiąt metrów miąższości przekształcone anhydryty masywne (fig. 21C, D) to anhydryt górny. Badania palinologiczne dwóch reperowych otworów w tym rejonie, Kościelna Wieś IG 1 i Czerwona Woda IG 1, wykazały obecność czterech odmiennych zespołów mikroflorystycznych (Fijałkowska, Peryt, 1995; Fijałkowska, 1995a; tab. 18). W obszarze położonym na SW od Bolesławca Fijałkowska-Mader i in. (2018) stwierdzili także, w utworach dolomitu płytowego, zubożały (w porównaniu do zespołu I także) ilościowo i jakościowo zespół, z tymi samymi

dominującymi taksonami, ale zawierającymi ponadto pyłki z rodzajów *Vittatina* i *Protohaploxypinus*, który włączyli do poziomu Ac wydzielonego przez Visschera (1971) i podpoziomu Ac według Fijałkowskiej (1995b). Uznali oni, że jednostka G i przylegające do niej części jednostek F i H (*sensu* Fijałkowska-Mader i in., 2018), to PZ2, ale taka konstatacja nie jest uprawniona, biorąc pod uwagę zarówno zespoły palinologiczne, jak i dotychczasowe badania regionalne. Zespół III, wyróżniony przez Fijałkowską (1995a; Fijałkowska, Peryt, 1995) w otworze Kościelna Wieś IG 1, występuje tam w utworach dolomitu głównego i anhydrytu podstawowego, jest porównywany do zespołu stwierdzonego w otworze Opoczno IG 1 na NW peryferii obszaru świętokrzyskiego, gdzie występuje znacznie wyżej w profilu stratygraficznym, bo w A2r.

Na figurze 36 przedstawiono koncepcję stratygraficzną wynikającą z badań Raczyńskiego (1996, 1997, 2010) wykonanych w południowej części basenu północnosudeckiego, zgodnie z którą w górnej części cyklu PZ1 obserwujemy osady silikoklastyczne (piaskowce i iłowce) przechodzące ku północy w anhydryty występujące powyżej piaskowców i iłowców, a jeszcze dalej ku północy – w anhydryty powyżej iłowców (zob. Raczyński, 2010: fig. 8.53.). Miąższość utworów PZ1 co najmniej kilkakrotnie przewyższa miąższość utworów PZ2 i PZ3, co stwierdzono także na przyległym do synklinorium północnosudeckiego obszarze dolnołużyckim (Kopp, 2020).

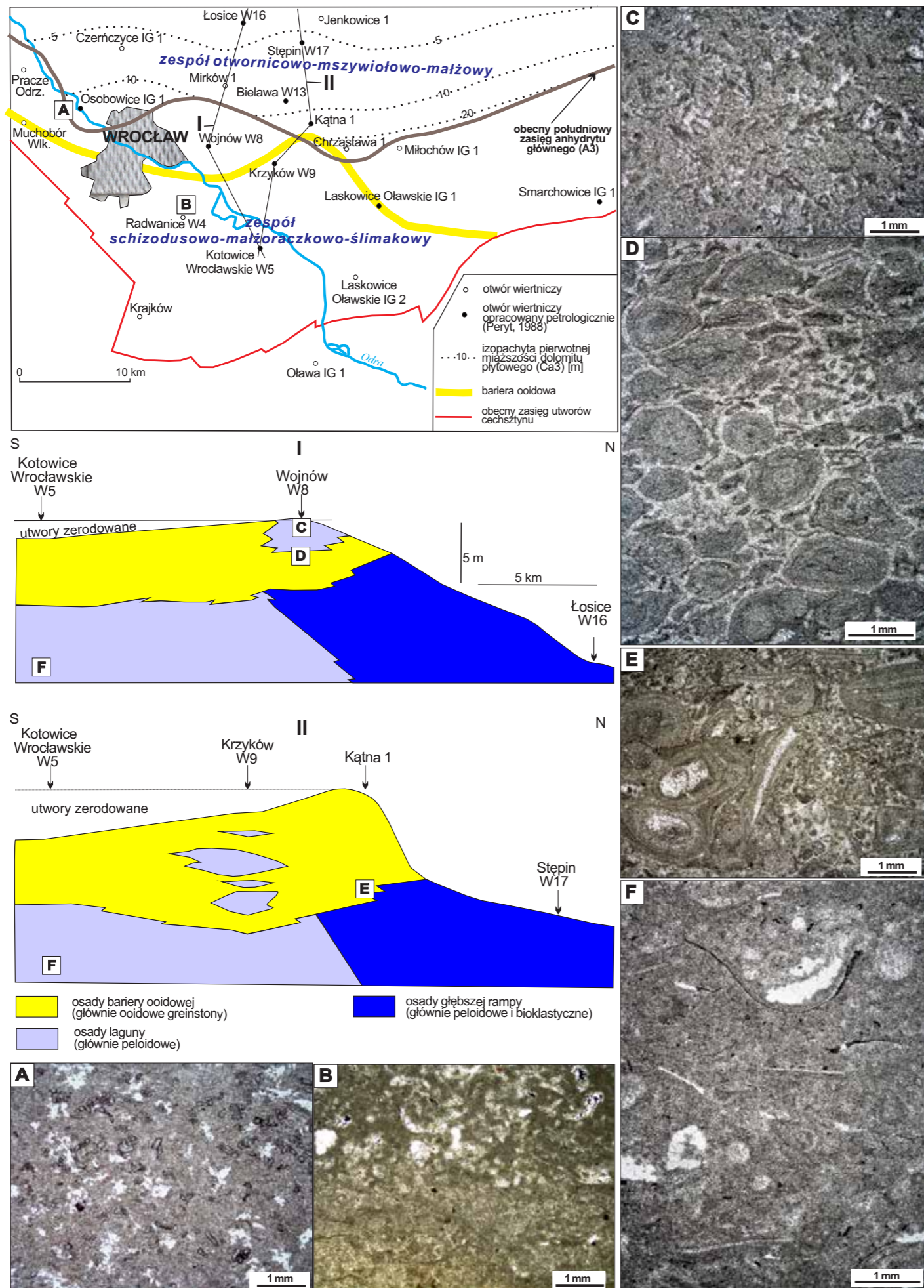


FIG. 31. Dolomit pływowy w rejonie Wrocławia (wg Peryta, 1988)  
 Mapa paleogeograficzna, przekroje na linii otworów: Kotowice Wrocławskie W5–Łosice W-16 oraz Kotowice Wrocławskie W5–Stepin W17:  
 A–F: lokalizacja płytek cienkich w profilach otworów Osobowice IG 1 (A), Radwanice W4 (B), Wojnów W8 (C–D), Kątna 1 i Kotowice Wrocławskie W5.  
 A – wakston bioklastyczno-peloidowy z otwornicami spiralnymi i płozącymi; B – wakston-pakston peloidowy z bioklastami;  
 C – zrekrystalizowany pakston peloidowy z charakterystycznie lekko spłaszczonymi ooidami;  
 D – greinston ooidowy z charakterystycznie lekko spłaszczonymi ooidami;  
 E – greinston ooidowy z intraklastami; F – zrekrystalizowany pakston peloidowo-bioklastyczny

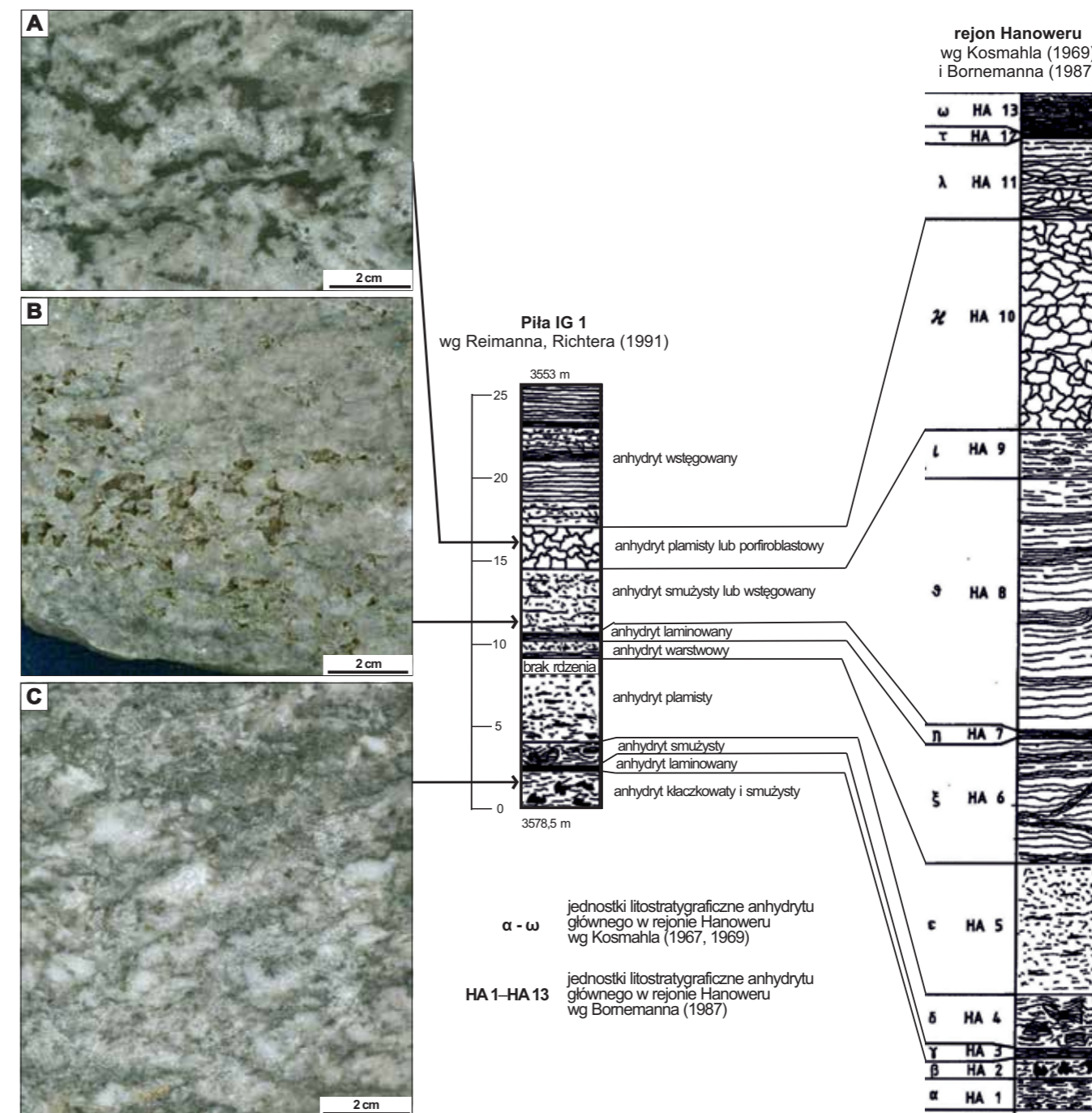


FIG. 32. Porównanie profilu anhydrytu głównego (A3) w otworze Pila IG 1 wg Reimanna, Richtera (1991) i w rejonie Hanoweru (basen północnoniemiecki), wg Kosmahla (1967, 1969) i Bornemanna (1987)

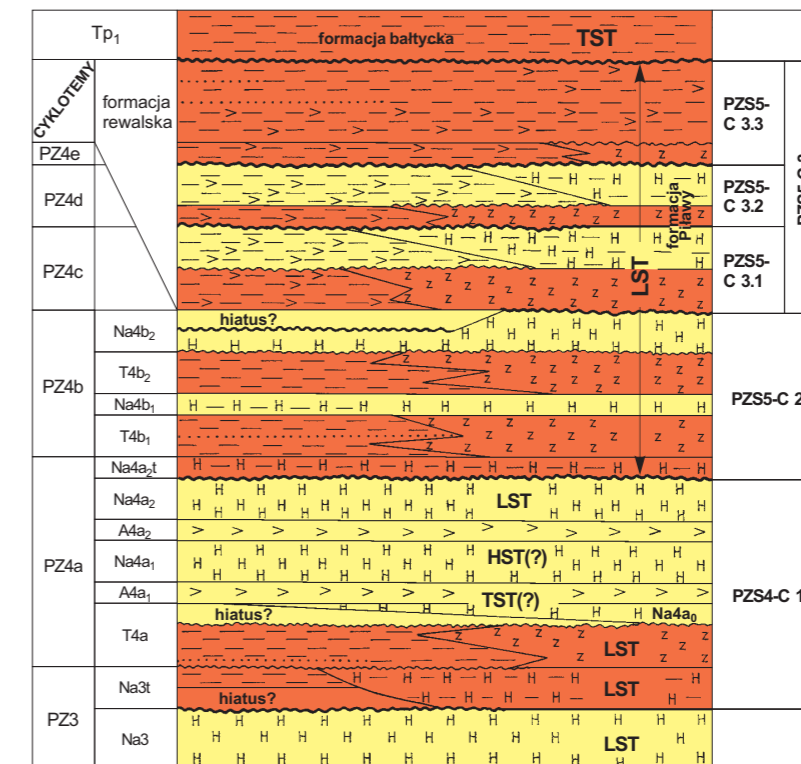


FIG. 33. Klimatyczne sekwencje depozycyjne (PZS5C 1–PZS5C 3) na tle podziału litostratygraficznego (wg Wagnera, Peryta, 1997)

TAB. 16. Zawartość bromu w soli kamiennej

	Typowy zakres wartości minimalnej [ppm] w nawiasach, wartości średniej [ppm]	Źródło
Parasekwencja PZS5-C3.1	<10	Wagner, Peryt (1997)
Parasekwencja PZS5-C3.2	2	Wagner, Peryt (1997); Czapowski (2023b)
Parasekwencja PZS5-C3.1	Z1: dolna część, w górnej części znacznie mniej; 0 w Pila IG1	Wagner, Peryt (1997); Czapowski (2023a)
PZ4b – zubry ogniwa z Mirosławca	30 (>50)	Wagner, Peryt (1997)
PZ4a – zubry ogniwa z Drawna	(130)	
Najmłodsza sól kamienna stropowa Na4b2	22	Wagner, Peryt (1997)
Sól rozdzielająca Na4b1	83: dolna część, 20: górna część	
Sól podścielająca Na40	106-126: Czaplonek IG1, do 175: Pila IG1	Czapowski (2023a,b)
Zuber czerwony Na4t	(33)	Tomassi-Morawiec (2006)
Najmłodsza sól kamienna dolna Na4a	19-44 (62-109)	
Zuber brunatny Na3t	(146)	
Młodsza sól kamienna Na3	<10-45 (68-95)	
Starsza sól kamienna Na2	18-62 (57-120)	
Najstarsza sól kamienna Na1	<10-30 (40-74)	



FIG. 34. Kalkrety z dolnej części formacji z Podzamcza (zob. Peryt, Rup, 1987; Jewula i in., 2023)

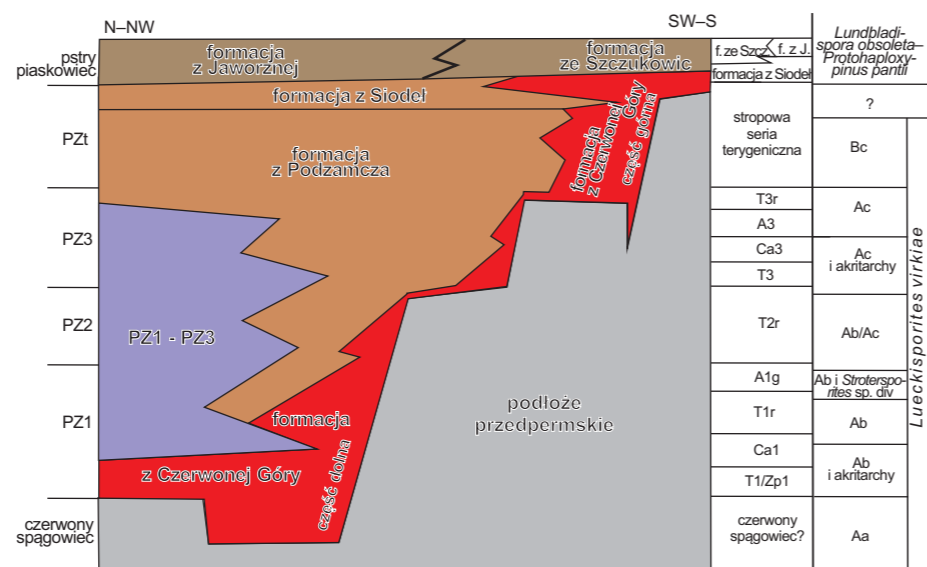
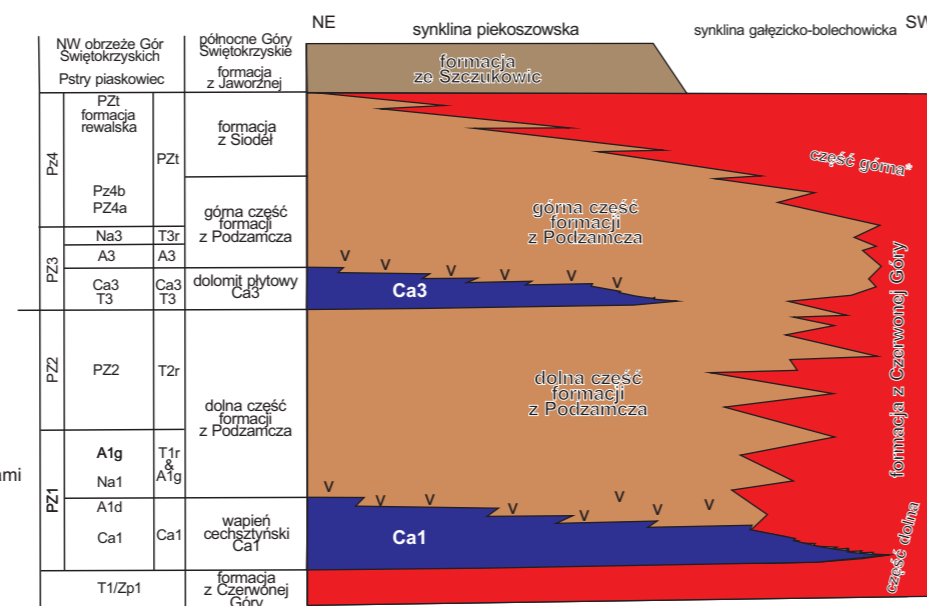


FIG. 35. Litostratygrafia cechsztynu regionu świętokrzyskiego (wg Jewuly i in., 2020, 2023)

- zlepienie i brekcje
- mułowce
- mułowce z częstymi przewarstwieniami słodkowodnych wapieni i rzadkimi ciałami piaszczystymi
- wapień morskie
- ewaporaty



TAB. 17. Formalne jednostki stratygraficzne cechsztynu świętokrzyskiego

Nazwa (kreator)	Definicja	Dolna granica	Górna granica	Miaższość [m]	Historia badań	Typowy obszar	Profil referencyjny	Uwagi
Formacja z Czerwonej Góry (Jewula i in., 2020)	czerwone do zielonych zlepienie wapienne o różnej proporcji klastów do matrycy, brekcje i słabo wysortowane piaszkowce żwirowe, tworzące dwa wyraźne poziomy – dolny i górny	dolna część – erozyjna (niezgodność kątowa ze starszymi skałami paleozoicznymi); górna część – erozyjna z formacjami z Siodel, Podzamcza lub starszymi skałami paleozoicznymi)	dolna część – na przejściu z formacją z Podzamcza lub Siodel; górna część – stopniowa lub erozyjna z formacjami ze Szczukowic lub Jaworzny	2-130	nazwa jednostki wywodzi się od zlepieńców odsłoniętych w starym kamieniołomie na Czerwonej Górze, których tradycyjna nazwa to „Zygmuntówka”, poprzednio skały jednostki były nazywane zlepieniecami zygmuntońskimi, dzielonymi na zlepieniec dolne i górne (Czarnocki, 1923; Kostecka, 1962); zdaniem Jewuly i in. (2020) trąsowe ogniwo zlepieńców z Zachelmia (Kuleta, Zbroja, 2006) jest równoległe do górnym poziomem formacji z Czerwonej Góry, Zlepieniec z Czerwonej Góry są interpretowane jako osady rzek roztokowych zdominowanych przez żwiry i lawiny skalne stożka aluwialnego (Kostecka, 1962; Glazek, Romanek, 1978) lub osady stożków deltowych (Zbroja i in., 1998); niektóre zlepieniec i brekcje mogą być regolitami (Szulcowski, 1995) lub przerobionymi starszymi zlepieniecami (Szulc i in., 2015)	hipostatoty: kamieniołom Jaworzna, otwór: Białe Zagłębienie 1 (głęb. 0-42 i 60-123,7 m), Ruda Strawczyńska IG 1 (głęb. 670-675,2 i 684,2-691,2 m)	stary kamieniołom na Czerwonej Górze	większość formacji to grupa cechsztynu; najniższa część to czerwony spągowiec; zlepieniec z Czerwonej Góry zalegają się z formacjami z Podzamcza i Siodel; miejscami stwierdza się obecność ramienionoga <i>Horridonia horrida</i>
Formacja z Podzamcza (Jewula i in., 2020)	czerwone i brązowe, rzadziej szare, mułowce i wapieniste piaszkowce, często wykazujące cechy zaburzonych heterolitów; podzędna, ale wyraźna, litołoga są kalkrety laminarne i gruzlowe, węglany palustrynowe i ciemnoczerwone zwiertzałe interwały wzbogacone w il oraz ewaporaty	ciągły kontakt z wapieniem cechsztyńskim, margiami i ewaporatami cykli PZ1 lub PZ3, lokalnie (Gałęzice) na dolnych zlepieniecach z Czerwonej Góry	ciągły kontakt z mułowcami formacji z Siodel lub erozyjni z Czerwonej Góry; granica między formacjami z Podzamcza i Siodel to pierwsze wystąpienie ciemnoczerwonych, marmurkowych, gruzłowych mułowców wapienistych ze strukturami korzeniowymi i kalkretami	15-50	nazwa pochodzi od wsi, w której odwiercono otwór Podzamcze IG 1, poprzednio interwał włączano do stropowej serii terygenicznej PZ1 i niżej występującej serii T3r (Kowalczyński, Rup, 1989; Kuleta, Zbroja, 2006)	hipostatoty: Gałęzice G 6 (głęb. 100,4-134,2 m) i Tumplin Podgrodzie IG 1 (głęb. 261-307,2 m)	stratotyp: otwór Podzamcze IG 1 (głęb. 392,6-419,0 m)	zdaniem Fijałkowskiej-Mader (1997) obecność podpoziomów Ac i Bc wskazuje na cyklotemę PZ3 i PZ4
Formacja z Siodel (Kuleta, Zbroja, 2006)	psre, ciemnoczerwone i często plamiste wapienne pyłowce i pylaste mułowce z charakterystycznymi gruzłami węglanowymi i rzadkimi kalkretami laminowanymi; duże riziody i rizoizobekowanie to wyraźne cechy formacji; podzędnie występują warstwy zlepieńców piaszczystych i piaszkowców o miaższości do 2 m	ciągła z formacją z Podzamcza	erozyjna z wyżej leżącą formacją z Jaworzny lub najwyższymi zlepieniecami z Czerwonej Góry	9-52	nazwa jednostki pochodzi od wsi, gdzie wykonano otwór Siodla IG1, poprzednie nazwy to stropowa seria terygeniczna PZ1 (Kowalczyński, Rup, 1989), najniższa trąsowa jednostka A0 (Nawrocki i in., 2003). Pedogenicznie zmienione dystalne równie mułowe powstałe w środowisku plał-jeziornym, przecinane rzadkimi okresowymi strumieniami (Kuleta, Zbroja, 2006; Trela, Fijałkowska-Mader, 2017)	hipostatoty: Tumlin Podgrodzie IG 1 (głęb. 208,2-261,0 m) i Cierchy IG 1 (głęb. 572,5-610,5 m)	stratotyp: Siodla IG1 (głęb. 128,4-159,2 m)	najwyższy perm wg danych palinologicznych i magnetostratygraficznych (Jewula i in., 2020)

TAB. 18. Charakterystyka zespołów palinologicznych, stwierdzonych w otworach Czerwona Woda IG 1 i Kościelna Wieś IG 1 (wg Fijałkowskiej, Peryta, 1995)

Zespół	Stwierdzona obecność	Charakterystyka	Uwagi
IV	Kościelna Wieś IG 1 (głęb. 785,4-786,4 m)	silnie zdominowany przez ziarna pyłku, wśród których przeważają okazy <i>Lueckisporites virkiae</i> reprezentowane przez normy Aa, Ab, Ba, Bb oraz stosunkowo liczną normę Ac (2,7% spektrum), <i>Klausipollenites</i> i <i>Lunatisporites</i> ; zawartość okazów <i>Gardensporites</i> wynosi 4,0%	spektrum to można korelować z zespołem <i>Lueckisporites virkiae</i> Ac podzony <i>Lueckisporites virkiae</i> Ac, wyróżnionej w obrębie anhydrytu głównego i dolnej części stropowej serii terygenicznej na obszarze Gór Świętokrzyskich
III	Czerwona Woda IG 1 (głęb. 674,3-681,0 m) i Kościelna Wieś IG 1 (głęb. 820,5 m i 929,8-830,8 m)	silnie zdominowany przez ziarna pyłku (95,3% spektrum), wśród których przeważają okazy <i>Lueckisporites virkiae</i> , reprezentowane głównie przez normy Aa, Ab, Ba i Bb. W mniejszej ilości występują przedstawiciele rodzajów <i>Klausipollenites</i> , <i>Lunatisporites</i> oraz <i>Jugosporites</i> ; stosunkowo wysoka zawartość okazów <i>Gardensporites</i> (3,0%)	spektrum podobne do zespołu III zostało stwierdzone w otworach anhydrytu kryjącego A2r w otworze Opoczno PIG 2 (por. Fijałkowska, 2006), zespół korelowany przez Fijałkowską-Mader i in. (2018) z zespołem I stwierdzonym w górnej części jednostki litologicznej F, jednostce G i dolnej części jednostki H (zob. Fijałkowska-Mader i in., 2018)
II	Czerwona Woda IG 1 (głęb. 714,9-721,4 m)	zdominowany przez ziarna pyłku (92,5% spektrum), wśród których najliczniejszą grupę stanowią dwuworkowe pyłki iglastych, należące do przewodniego gatunku <i>Lueckisporites virkiae</i> , reprezentowanego głównie przez normy morfologiczne Aa i Ab; w mniejszej ilości występują okazy z normą Ba i Be, a pojedynczo z Ac; istotnym składnikiem zespołu są także rodzaje <i>Lunatisporites</i> , <i>Klausipollenites</i> oraz <i>Jugosporites</i>	-
I	Czerwona Woda IG 1 (głęb. 729,1-731,5 m)	zespół ubogi, dominują ziarna pyłku z gatunku <i>Lueckisporites virkiae</i> o normach morfologicznych Aa i Ab	-

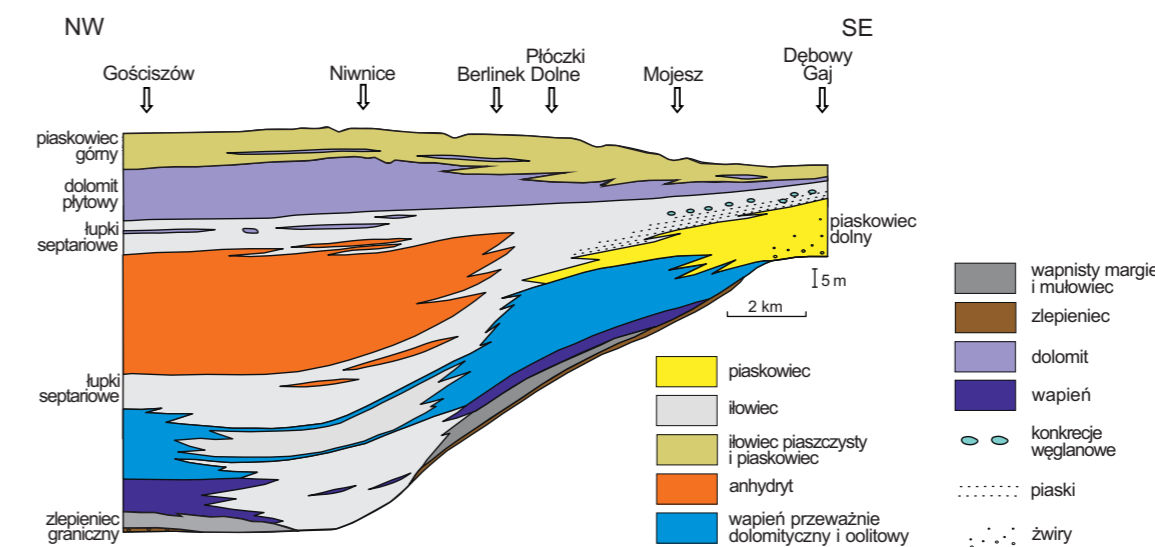


FIG. 36. Litostratygrafia cechsztynu w brzeżnej części basenu północnosudeckiego (wg Raczyńskiego, 1996, 1997)

# Stratygrafia sekwencji

## 3.1. CZERWONY SPĄGOWIEC

Hubert Kiersnowski

W osadach czerwonego spągowca Kiersnowski (1997) wydzielił sekwencje depozycyjne (1–8b), a Karkowski (1999a, c) – sekwencje (1–6) tektoniczno-(paleo)klimatyczne w osadach czerwonego spągowca górnego (fig. 10). Sekwencje depozycyjne wydzielone przez Kiersnowskiego (1997, 1998) zostały skorelowane z cyklami depozycyjnymi basenu pomorskiego czerwonego spągowca (Kiersnowski, Buniak, 2006). Taki sekwencyjny podział nawiązuje do prób zastosowania stratygrafii sekwencji w zachodniej części południowego basenu permjskiego (Yang, Nio, 1993). Umożliwiło to z kolei częściową korelację z jednostkami wyróżnionymi w basenie północnoniemieckim czerwonego spągowca (Schröder i in., 1995).

## 3.2. CECHSZTYN

Tadeusz M. Peryt

Na przeważającej części obszaru polskiego basenu cechsztyńskiego – wyjątkiem są brzeżne części zbiornika – ewaporaty tworzą zdecydowaną większość profilu cechsztynu; dla przykładu, w rejonie bloku Gorzowa więcej niż 90% (98,6% w otworze Strzelce Krajeńskie IG 1). Chociaż brak jest współczesnych odpowiedników morskich ewaporatów powstających w środku basenu, to rozważania teoretyczne oraz studia innych wielkich kopalnych basenów ewaporatowych pozwoliły wyróżnić trzy główne typy facji ewaporatowych: równi mułowej, płytkowodną i głębokowodną (Kendall, 2010; Warren, 2016). Przez długi okres swojego istnienia polski basen cechsztyński był hydrologicznie izolowany, co powoduje, że określenie stratygraficznego znaczenia granic sekwencji jest problematyczne (Warren, 2016). Ewaporaty morskie obrzeża basenu powstawały głównie jako osady TST i HST, natomiast ewaporaty środka basenu to zazwyczaj osady LST (Kendall, 2010). Ewaporaty głębokowodne środkowej części zbiornika wytrącały się z solanek lateralnie raczej jednolitych, chociaż prawdopodobnie – przez większość czasu – uwarstwionych gęstościowo. Oznacza to, że w danym czasie ewaporaty tej samej facji mineralnej powstawały w całej środkowej części zbiornika (Kendall, 2010), tak jak to miało miejsce podczas depozycji cykli PZ2 i PZ3.

Kendall (2010) zwrócił uwagę, że w wyniku wzrostu poziomu morza borealnego (lecz nie na tyle wysokiego, aby zatopić przegrodę oddzielającą basen cechsztyński od otwartego morza borealnego, co by zakończyło depozycję ewaporatów) wysokość hydrauliczna między morzem i obniżonym poziomem solanki w basenie wzrosła, co zwiększało przesączanie się wody przez przepuszczalną barierę (próg). Kiedy tempo refluksu pozostawało niezmiennie, zaawansowany dopływ zwiększał czas przebywania solanki w systemie i sprzyjał wyższemu zasoleniu solanek; dlatego też wzrost poziomu morza borealnego zaznaczał się depozycją wyższych ewaporatów (Kendall, 2010). Tym samym, przynajmniej częściowo, sekwencje wyróżniane w basenie cechsztyńskim są odzwierciedleniem eustatycznych zmian poziomu morza borealnego (fig. 37).

W przypadku pierwszych trzech cykli (PZ1–PZ3), sedimentacja osadów węglanowych miała miejsce w trakcie hydrograficznego

połączenia zbiornika cechsztyńskiego z oceanem. W trakcie depozycji Ca2 i Ca3 połączenie to było ograniczone, czego efektem był zarówno uboższy zespół fauny, jak i etapowość transgresji. Świadczy o niej obecność utworów wadycznych w najniższej części dolomitu głównego Ca2 w profilach na stoku platformy ewaporatowej cyklu PZ1, przykrytych utworami facji basenowej, powstałymi na głębokości co najmniej kilkudziesięciu metrów (Peryt, 1992; fig. 38). W trakcie utraty połączenia hydrograficznego z oceanem mogło dojść do szybkiego obniżenia poziomu wody w zbiorniku cechsztyńskim i rozpoczęcia sedimentacji ewaporatów. Oczywistą implikacją obniżenia ewaporatowego jest wynurzenie peryferycznej części zbiornika, w tym zwłaszcza platform węglanowych i ich stoków, jak również koncentracja sedimentacji ewaporatów w środkowej części zbiornika.

W cechsztynie Polski wyróżnia się pięć sekwencji depozycyjnych, z których pierwsza rozpoczęła się w trakcie depozycji górnej części czerwonego spągowca, piąta zaś skończyła w dolnej części pstrego piaskowca (tab. 2). Wcześniej (Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998; Jaworowski, Mikołajewski, 2007) wyróżniano cztery sekwencje depozycyjne, przyjmując, że utwory anhydrytu dolnego i najstarszej soli kamiennej, budujące dużą część profilu cechsztynu w marginalnej strefie zbiornika, to osady LST. Wyniki badań Dyjaczynskiego i Peryta (2014) prowadzą do wniosku, że tylko najniższa część anhydrytu dolnego w środkowej części zbiornika to osady LST, natomiast pozostałe ewaporaty PZ1 położone poniżej brekcji anhydrytu górnego to osady TST i HST (na co wskazywał Peryt, 2010).

Granica pierwszej sekwencji (PZS1) jest powszechnie stawiana u podstawy zlepieńca cechsztyńskiego lub tej części białego spągowca, która została przerobiona w trakcie transgresji, natomiast ciąg TST obejmuje utwory zlepieńca cechsztyńskiego, piaskowca cechsztyńskiego, wapienia podstawowego i łupku miedzionożnego (fig. 20). Powierzchnia maksymalnego zalewu pierwszej sekwencji występuje w dolnej części wapienia cechsztyńskiego. Większa część utworów wapienia cechsztyńskiego to utwory HTS, w obrębie których można wyróżnić do trzech parasekwencji (Peryt, 1984, 1986b). Wyjątkiem jest cienki pakiet utworów perylitornalnych występujący w najwyższej części wapienia cechsztyńskiego w środkowej części zbiornika wapienia cechsztyńskiego (Peryt, Piątkowski, 1977), który reprezentuje osad LST drugiej sekwencji (PZS2).

Osady LST drugiej sekwencji to, oprócz najwyższej części wapienia cechsztyńskiego, także utwory najniższej części anhydrytu dolnego, wykształcone powszechnie jako anhydryty gruzłowe (np. Kłapciński, 1966a; Peryt, Antonowicz, 1990; Peryt i in., 1992; Kasprzyk, 1992; Peryt, 1994; Dyjaczynski, Peryt, 2014), które są facją diagenetyczną nałożoną na pierwotne utwory siarczanowe bądź węglanowo-siarczanowe o genezie płytko subakwalnej. Z kolei większa część profilu anhydrytu dolnego systemu platform siarczanowych i przyległych basenów (np. Peryt, 1994) oraz najstarszej soli kamiennej to utwory TST i następnie HST. Brekcja anhydrytowa BrA1g to osad TST trzeciej sekwencji cechsztyńskiej, natomiast wyżej występujące anhydryty masywne w brzeżnych częściach zbiornika to utwory HST. Właśnie z anhydrytami masywnymi wiąże się MFS trzeciej sekwencji. Zdaniem Peryta i in. (1996a) dolna część anhydrytu górnego

FIG. 37. Stratygrafia sekwencji dolnej części cechsztynu

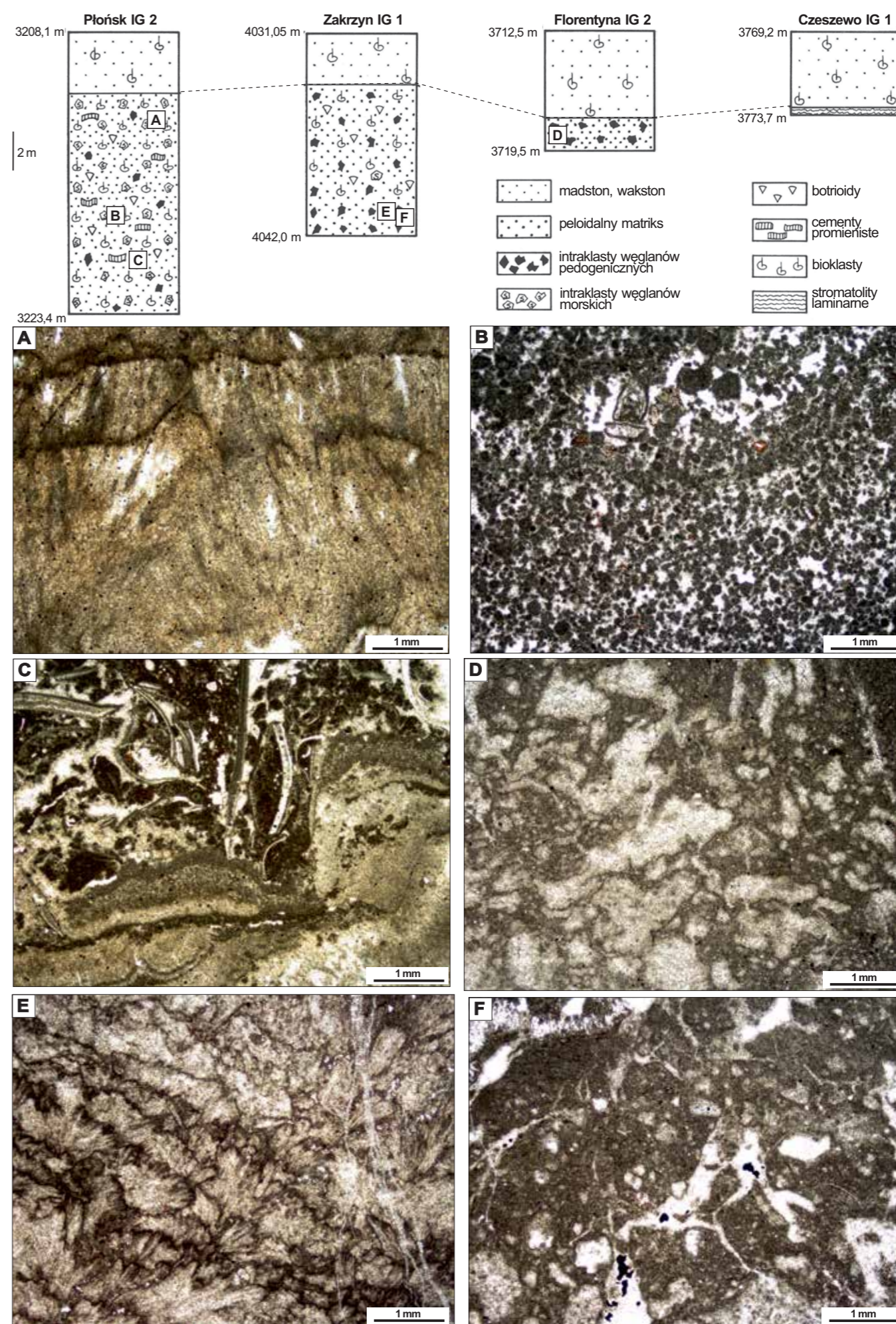
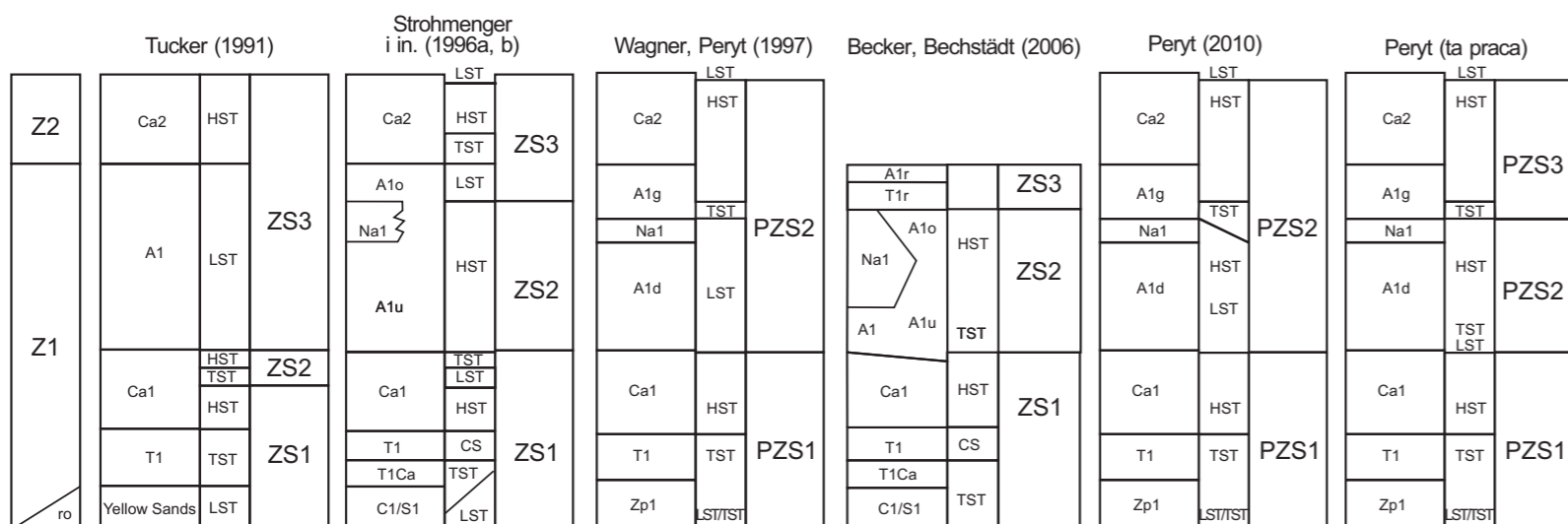


FIG. 38. Przykłady profili dolomitu głównego ze strefy stoku platformy węglanowej (wg Peryta, 1992) – we wszystkich zilustrowanych przypadkach są to dolomity oraz charakterystyczne mikrofacje: A, E – pokrywy dolomitowe wykazujące stożkowe promienie wskazujące na pierwotną obecność aragonitu; B – osad peloidowy z gruzkami i pojedynczymi fragmentami Mizzia; C – bioklastyczno-peloidowy pakstony i pokrywy cementowe; D, F – osad gruzłkowy z systemami korzeniowymi

## 3

Stratygrafia  
sekwencji

w peryferycznej części zbiornika to utwory TST, natomiast środkowa i górna część anhydrytu górnego – HST. Większa część dolomitu głównego to utwory HST z dobrze rozwiniętą cyklicznością na obszarze przed-sudeckim (np. Peryt i in., 1989, 1990; Peryt, Dyjaczński, 1991; Peryt, Scholle, 1996), zarówno na obszarze brzeżnej platformy węglanowej, jak i na izolowanych platformach w środkowej części zbiornika, opodal platformy brzeżnej. Podobną cykliczność stwierdzono w przyległej, niemieckiej części zbiornika (Strohmeier i in., 1993, 1996a, b), uznając, że sekwencje cykli pływających ku górze odzwierciedlają wahania poziomu morza IV rzędu (Strohmeier i in., 1993, 1996a, b). Istnienie takich zmian poziomu morza zostało natomiast zanegowane przez Gąsiewicz (2013).

Na stoku platform węglanowych dolomitu głównego obserwuje się gwałtowne przejście od facji sublitoralnych do perylitoralnych (np. faza D wg Peryta, 1986a; fig. 9D). W sekwencji górna część dolomitu głównego w strefie skłonu platformy dolomitu głównego to początek utworów LST następnej, czwartej sekwencji cechsztyńskiej.

W obrębie platformy dolomitu głównego granica z anhydrytem podstawowym często jest stopniowa; dolna część A2 to osady sebhly powstałe w wyniku wynurzenia platformy Ca2, które skutkowało depozycją osadów płytkowodnych na stoku platformy Ca2. Osady TST to facja saliny A2, a stosunkowo gruba akumulacja A2 na dobasenowym stoku platformy Ca2 reprezentowałyby zarówno LST, jak i TST czwartej sekwencji (por. Strohmeier i in., 1996a, b;

Leyrer i in., 1999; Warren, 2016). Na układ facji ewaporatowych czwartej sekwencji reprezentujących w ogólności LST składa się klin utworów anhydrytu podstawowego reprezentujących facje subakwalne (Peryt i in., 1996b) i występujące na obrzeżu platformy węglanowej dolomitu głównego, a środek zbiornika zajmuje sól kamienna i potasowa (Czapowski i in., 1990). Osady TST to utwory anhydrytu kryjącego, jak również szarego iłu solnego. Utwory dolnej części dolomitu płytowego to osady HST. Niejasna jest pozycja górnej części dolomitu płytowego, która może reprezentować utwory LST następnej sekwencji depozycyjnej, ale możliwe, że występują one dopiero w najniższej części anhydrytu głównego.

Piąta sekwencja depozycyjna rozpoczyna się utworami ewaporatowymi LST, ale po nich następuje ogólna zmiana charakteru sedimentacji i w rezultacie cechsztyń górną jest zdominowany przez litofację terygeniczną-ewaporatową. Zmiany litologiczne były wynikiem oscylacyjnych zmian klimatycznych. Przy założeniu, że w okresach wilgotnego klimatu tworzyły się utwory silioklastyczne lub silioklastyczno-chlorokowe, a w okresach suchych – ewaporaty, w cyklocie PZ4 wyróżniono trzy sekwencje klimatyczne (PZS5-C1, PZS5-C2 i PZS5-C3), dokładnie scharakteryzowane przez Wagnera i Peryta (1997; tab. 2). W trzeciej sekwencji PZS5-C3 wyróżniono trzy parasekwencje (PZS5-C3.1, PZS5-C3.2 i PZS5-C3.3), odpowiadające trzem oscylacjom klimatycznym niższego rzędu (Wagner, Peryt, 1997).

## 4

## Chemostratygrafia

## 4.1. CZERWONY SPĄGOWIEC

Hubert Kiersnowski

Analizy chemostratygraficzne utworów czerwonego spągowca były prowadzone przez firmy naftowe w celu wykonania korelacji chemostratygraficznych oraz rekonstrukcji tektonostratygraficznych. Wyniki tych analiz nie zostały opublikowane.

Wulkanizm permski i permo-karboński jest datowany na podstawie wieku izotopowego metodą U-Pb SHRIMP na cyrkonach (Breitkreutz i in., 2007; Słodczyk i in., 2018, 2023; Krzemińska, Poprawa, 2024; Mikulski, Waksmundzka, ten tom: str. 320–321).

Zachodnia Polska (z wyłączeniem rejonu Sudetów). Wiek uformowania się fragmentów pokryw skał wulkanicznych (riolitów i dacytów) w kilku otworach z Pomorza Zachodniego (Daszewo 12, Wysoka Kamieńska 1, Moracz IG 1) oraz z obszaru monokliny przed-sudeckiej (Pniewy 3, Zdrój 1 i Strzelce Krajeńskie IG 1) mieści się w interwale 293,0 ±2,3–308,5 ±4,6 mln lat (tab. 19). Odpowiada to późnemu karbonowi i wczesnemu permowi. Rewizja wieku skał wulkanicznych (Słodczyk i in., 2018) oparta na próbkach z dwóch wcześniej przebadanych wierceń (Daszewo 12 i Wysoka Kamieńska 2) wyznacza ten zakres na 297 ±1,1–302 ±1,5 mln lat.

Rejon sudecki. Wulkanizm w dwóch synklinoriach: śródsudeckim i północnosudeckim, które rozwijały się jako powaryscyjskie baseny śródgórskie, został zapoczątkowany w późnym karbonie (ok. 313 mln lat temu), osiągnął kulminację na przełomie karbonu i permu (299 mln lat temu) i wygasł we wczesnym permie (287 mln lat temu; Awdankiewicz, 2025). Awdankiewicz (2022, 2025; Awdankiewicz i in., 2025) wyróżnił dwa zasadnicze kompleksy wulkaniczne: późnokarboński (wiek: 313 ±5–305 ±3 mln lat), rozpoznany tylko w basenie śródsudeckim, i wczesnopermski (wiek: ok. 299–288 ±4 mln lat), stwierdzony w obu basenach.

Rejon krakowski. Badania wieku permskich skał wulkanicznych na podstawie datowań pojedynczych ziaren cyrkonów wyseparowanych z riodytów metodą U-Pb wykazały uśredniony wiek aktywnego magmatyzmu wynoszący 294,2 ±2,1 mln lat (Nawrocki i in., 2005, 2008).

## 4.2. CECHSZTYN

Tadeusz M. Peryt

Metoda chemostratygraficzna wykorzystująca zawartość bromu jest szczególnie użyteczna w rozpozniowaniu formacji soli kamiennych. Stwierdzono wyraźne różnice w zawartości tego pierwiastka w ogniwach solnych różnego wieku i z różnych obszarów depozycji (tab. 16). Zmiany zawartości bromu w profilach poszczególnych ogniw solnych umożliwiły wyróżnienie odcinków profili cechujących się podobnymi tendencjami zmian zawartości bromu zarówno w skali lokalnej, jak i regionalnej (Tomassi-Morawiec, 1990, 2003, 2006; Tomassi-Morawiec i in., 2009).

Z wyjątkiem izotopów strontu, izotopowe metody chemostratygraficzne mają niewielkie znaczenie dla korelacji cechsztyń z globalną skalą czasową. Zmiany wartości  $\delta^{34}\text{S}$  są istotne w przypadku pogranicza permu i triasu, natomiast przez większą część permu, w tym także obejmującym sedimentację ewaporatów cechsztyń, zapis  $\delta^{34}\text{S}$  cechuje plateau (Paytan i in., 2020). Wartości  $\delta^{34}\text{S}$  w anhydrytach cykli PZ1-PZ2 (n=52) mieszczą się w wąskim zakresie (9,6–12,6‰; Peryt i in., 2010b; por. Peryt i in., 1998, 2005), którego średnia wartość (11,4 ±0,6‰ – Peryt i in., 2010b) jest bliska wartości charakterystycznej dla późnego permu (10,9 ±1,3‰ wg Kamp-schulte, Strauss, 2004). Garcia-Veigas i in. (2011) stwierdzili nieco niższą wartość  $\delta^{34}\text{S}$  w anhydrycie cyklu PZ3 (śr. 10,5 ±0,7‰, n=6) oraz w laminach anhydrytowych w obrębie Na2, Na3 i Na4 (8,8–11,7‰, śr. 10,0 ±0,7‰) w otworze Gorzów Wlkp. IG 1.

W przypadku zapisu  $\delta^{13}\text{C}$ , perm należy do interwałów fanerozoiku cechujących się najmniejszą rozdzielczością (Cramer, Jarvis, 2020), a sam zapis ma ograniczone znaczenie dla korelacji stratygraficznej (Buggisch i in., 2015; Lucas, Shen, 2018). Większość wartości  $\delta^{13}\text{C}$  wahała się wokół ±4‰ aż po wczesny czangsing, kiedy to rozpoczął się stały, stopniowy spadek wartości  $\delta^{13}\text{C}$  (Buggisch i in., 2015; Saitoh, Isozaki, 2021). W cechsztyń średnia wartość  $\delta^{13}\text{C}$  wzrasta od ok. 1,3‰ w łupku miedzionośnym do 3,8‰ w wapieniu cechsztyńskim i następnie do 4,9‰ w anhydrycie dolnym. Najwyższą średnią wartość  $\delta^{13}\text{C}$  stwierdzono w dolomicie głównym (6,5‰); w dolomicie płytowym obniża się ona do 5,2‰ – tym samym cały czas wykazuje wartość typową dla wucziapingu (tab. 20).

Wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ramienionogów występujących w dolnej części wapienia cechsztyńskiego niecki północnosudeckiej i niewykazujących w badaniach mikroskopowych (w tym katodoluminescencyjnych) zmian diagenetycznych to 0,706999–0,707017 (Korte i in., 2006), co wskazuje na wiek numeryczny (wg McArthur i in., 2001) wynoszący 257,5–257,8 mln lat. Niepublikowane wyniki badań, przeprowadzonych przez P. Raczynskiego i autora, dwóch wyselekcjonowanych dobrze zachowanych muszli brachiopodów z wapienia cechsztyńskiego z kopalni Konrad (ponad strefą miedzionośną) oraz kopalni Rudna (pochylnia A-0) wskazują na wiek nieco młodszy (wartości, odpowiednio: 0,707026 i 0,707090, odpowiadające wiekowi 257,25 i 256,2 mln lat), przypadający na przełom środkowej i górnej części wucziapingu. Z kolei wiek poszczególnym poziomom anhydrytowych określony na podstawie wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  w anhydrytach cechsztyńskich Polski (tab. 21) mieści się w następującym przedziale wiekowym (wg McArthur i in., 2001, w mln lat): dla anhydrytu dolnego: 258–261; dla anhydrytu górnego: 256,4–260; dla anhydrytu podstawowego: 256,5–258; dla anhydrytu głównego: 255–256,6. Podobne wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,707031–0,707042 w anhydrycie i 0,707005–0,707020 w kalistrontycie) odpowiadające odpowiednio 256,25–258,1 mln lat i 256,6–258,8 mln lat stwierdzono w formacji z Fordon w Yorkshire (Anglia; Kemp i in., 2018).

TAB. 19. Datowania skał wulkanicznych dolnego czerwonego spągowca w zachodniej Polsce poza rejonem sudeckim (w mln lat)

Otwór wiertniczy [głębokość pobrania próbki w metrach]	Breitkreutz i in. (2007)	Breitkreutz, Maliszewska, Krzemińska (dane niepubl.)	Słodczyk i in. (2018)	Słodczyk i in. (2023)
Daszewo 12 [ok. 3455]	293,0 ±2,3 (n = 21)	–	297 ±1,1	–
Wysoka Kamieńska 2 [ok. 3500]	294,6 ±2,9 (n = 18)	–	302 ±1,5 (n = 16)	293,9 ±3,4 (n = 11)
Moracz IG 1 [4108–4109,7]	–	304 ±4 299 ±3,6	–	–
Pniewy 3 [ok. 3880]	298,5 ±3,3 (n = 5)	–	318–323 (wiek concordia)	–
Zdrój 1 [ok. 3080]	296 ±3 (n = 12)	–	–	–
Strzelce Krajeńskie IG 1 [4269–4290,7]	–	303±2	–	–
Strzelce Krajeńskie IG 1 [4662–4664,64]	–	307,9 ±4,5 308,5 ±4,6	–	–

TAB. 20. Wartości  $\delta^{13}\text{C}$  w próbkach skał węglanowych cechsztyń oraz łupku miedzionośnego

	Lokalizacja	n	Zakres wartości $\delta^{13}\text{C}$ ‰			Źródło	Średnia wartość $\delta^{13}\text{C}$ ‰
			min.	max.	śr.		
Dolomit płytowy	Rejon Wrocławia (Wojnow W8)	3	4,2	4,9	4,5	Peryt, Taviani (1986)	5,2 (n = 64)
	Rejon Zatoki Puckiej (3 profile) i Jamno IG 1	61	2,4	6,4	5,2	Peryt, Scholle (1996)	
Dolomit główny	Zakrzyn IG 1	3	6,1	6,3	6,2	Peryt, Taviani (1986)	6,5 (n = 501)
	Rejon Zatoki Puckiej (22 profile)	204	1,3	8,2	6,1	Peryt, Magaritz (1990)	
	Monoklina przed-sudecka (8 profili)	140	4,5	8,2	7,0	Peryt, Scholle (1996)	
	Platforma Kamienia Pomorskiego (9 otworów)	127	3,6	8,2	6,9	Gąsiewicz (2013)	
	Polska NW (3 profile)	21	3,4	6,9	5,8	Słowakiewicz i in. (2015)	
	Gomunice 10 (wschodnia monoklina przed-sudecka)	6	5,9	6,8	6,4	Słowakiewicz i in. (2016)	
Anhydryt dolny*	Jablonna 1-3, Wielichowo 3	8	3,0	6,5	4,9	Peryt i in. (2010b)	–
Wapień cechsztyński	Jablonna 1,3	55	–0,1	5,7	3,0	T.M. Peryt, niepubl.	3,8 (n = 839)
	Jablonna 2,4	98	–0,3	6,4	2,7	Peryt i in. (2016)	
	Kościan 19, 20	115	2,0	6,3	4,0	T.M. Peryt, niepubl.	
	Brońsko 1, Kokorzyn 1, Kościan 9, Kościan 10, Paproć 21, Paproć 29	126	–2,2	8,3	4,4	Peryt i in. (2015)	
	Rejon Wrocławia (6 profili)	153	2,9	6,4	5,3	Magaritz, Peryt (1994)	
	Goldap IG 1	17	4,6	6,4	5,6		
	Wyszków IG 1	7	1,3	5,5	3,7	Peryt, Peryt (2012) D.Peryt i in. (2016) Raczynski i in. (2017) Raczynski i in. (2016) Peryt i in. (2015) Peryt (2021) Nielsen i in. (2013) Sawłowicz (1989) Bechtel i in. (2000) Oszczepalski i in. (2002) Peryt i in. (2015) Peryt, Peryt (2012)	
	Zdrada IG 8	20	3,6	6,4	5,1		
	Bonikowo 2	23	–2,7	4,8	1,9		
	Bonikowo 1	51	2	5,4	3,7		
	Elżbieciny 1, Racot 1	36	0,5	4,1	2,1		
	Czarna Wieś 4, Kościan 21, Paproć 28	49	–2,2	7,2	2,8		
	Boruja 4k, Kościan 22, Ruchocice 5, Wielichowo 3	47	–1,6	5,3	2,7		
	Horridonia horrida z Kajetanowa	42	2,6	4,9	4,1		
	Kopalnie KGHM	9	–0,8	4,3	0,9		
	Próbki z 43 otworów na obszarze Polski (po jednej z każdego otworu; kalcyt)	43	–4,1	5,4	0,9		
Próbki z 43 otworów na obszarze Polski (po jednej z każdego otworu; dolomit)	43	–1,9	4,7	2,2			
3 profile z rejonu Lubin–Sieroszewice (S-2, PZ-17, PZ-19)	15	–2,1	3,5	0,8			
Kościan 21, Paproć 28	11	–4,5	2,8	–1,5			
Zdrada IG 8	13	0,7	5,4	3,3			

\*przetworzenia dolomitu

TAB. 21. Wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  w próbkach anhydrytów cechsztyńskich oraz skał węglanowych wapienia cechsztyńskiego (tabela nie zawiera wyników badań ramienionogów cechsztyńskich, omówionych w tekście). Zieloną barwą oznaczono wartości wskazujące na późny perm

Lokalizacja	Liczba oznaczeń	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Źródło	Uwagi
A3	Gorzów Wlkp. IG 1	11	0,707069–0,707175	–
	Olsztyn IG 1	7	0,707104–0,707366	położenie w brzeżnej części zbiornika skutkowało dopływem wód z łądą, podwyższających wartość $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w większości próbek
A2	Gorzów Wlkp. IG 1	2	0,707007–0,707025	–
	Barnówko 11	5	0,706980–0,707051	–
	Zawisze 1	1	0,706980	–
	Olsztyn IG 1	3	0,707119–0,707146	położenie w brzeżnej części zbiornika skutkowało dopływem wód z łądą, podwyższających wartość $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
A1g	Gorzów Wlkp. IG 1	2	0,707015–0,707027	–
	Kamień Pomorski IG 1	8	0,707019–0,707043	–
	Barnówko 11	3	0,707002–0,707073	–
	Zawisze 1	3	0,706930–0,706997	–
	Olsztyn IG 1	3	0,707105–0,707116	położenie w brzeżnej części zbiornika skutkowało dopływem wód z łądą, podwyższających wartość $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
	Bonikowo 2	3	0,706974–0,707273	wartości na ogół bardziej radiogeniczne – otwór położony blisko strefy uskokowej
A1d	Kościan 2	5	0,706924–0,707044	–
	Olsztyn IG 1	9	0,707070–0,707110	położenie w brzeżnej części zbiornika skutkowało dopływem wód z łądą, podwyższających wartość $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w większości próbek
	Bonikowo 2	9	0,707107–0,708715	wartości bardziej radiogeniczne – otwór położony blisko strefy uskokowej
Ca1	Jablonna 2, 4	8	0,707358–0,708537	Denison, Peryt (2009)
	Kościan 22, Ruchocice 5, Wielichowo 3	12	0,707924–0,711164	Peryt i in. (2016) Peryt (2021)
				zmienne wartości radiogeniczne to wynik cyrkulacji solanek ascenzyjnych i ich interakcji ze skalami stojącymi na ich drodze (Peryt i in., 2016; Peryt, 2021)

## Biostratygrafia

Hubert Kiersnowski, Tadeusz M. Peryt

Biostratygrafia osadów czerwonego spągowca, z definicji lądowych, dotyczy tylko najniższej części dolnego czerwonego spągowca, powstałych w wczesnym permie, w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego (subtropikalnego) z przejściem do klimatu półsuchego. Dotyczy to zachowanych szczątków roślin (makroflora), ryb, płazów i bezkręgowców, głównie mięczaków. Występują również skamieniałości śladowe (tropy kręgowców) i ślady aktywności bezkręgowców, owadów i meduz. Znaczenie stratygraficzne niektórych z tych skamieniałości jest dwójakiego rodzaju: generalnie reprezentują najniższy perm (autun) lub formy permu-karbońskie, albo można na ich podstawie wykonać zonację stratygraficzną (np. skrzydła owadów i muszli muszloraczków – Schneider i in., 2024), ale tylko w pojedynczych basenach sedimentacyjnych. Kluczowe znaczenie dla stratygrafii ma zonacja palinologiczna (mikroflora – spory i ziarna pyłków; Górecka, 1969; Jerzykiewicz, 1973, 1975, 1981, 1987; Górecka i in., 1979 *vide* Wierchowska-Kiculiowa, 1984; Dybowa-Jachowicz, 1981; Dybowa-Jachowicz, Filipiak, 2001; Górecka-Nowak, 2023) pozwalająca powiązać osady z florą reprezentatywną dla pogranicza permu i karbonu i pojawienia się we wczesnym permie roślin szpilkowych znamionujących przejście do klimatu suchego. Wyróżnione podstawowe poziomy miosporowe dla czerwonego spągowca to: *Vittatina costabilis* (VC) dla dolnej części autunu i *Disaccites stratiti* (DS) dla górnej części autunu i dolnej części saksonu. W górnej części saksonu występuje poziom miosporowy: *Lueckisporites virkkiae* (LV-Aa) (Dybowa-Jachowicz, Chłopek, 2003).

Jednostki biostratygraficzne czerwonego spągowca znajdują zastosowanie w izolowanych subbasenach jeziornych i fluwialnych. Wydzielenia oparte na oznaczeniach biostratygraficznych (palinologicznych, makroflory, stawonogów; rzadko kręgowców) dotyczą basenów sudeckich (łupki walchiowe i antrakozjowe; Jerzykiewicz, 1987; Raczynski, Mastalerz, 1996; Werneburg, Kiersnowski, 1996; Śimunek, Ploch, 2022), wschodniego basenu przedsudeckiego (Gaśiewicz, Kiersnowski, 1986), bloku przedsudeckiego, basenu dolnośląskiego i rejonu śląsko-krakowskiego (martwica karniowicka, np. Lipiarski, 1971; Cwiżewicz, Szulc, 1989). Z basenu śródsudeckiego opisano ryby (Stamberg, 2021; Pawlak i in., 2024) i tropy gadów (Voigt i in., 2012; Ploch, Kiersnowski, 2018) mające znaczenie stratygraficzne w odniesieniu do innych basenów waryscydów wewnętrznych.

W osadach górnego czerwonego spągowca występują też rzadkie ślady roślin (odciski, artefakty łodyg i korzeni, zsylikfikowane drewno

Jablonna 4 odpowiadają wiekowi permowi (251,2–251,8 i 252,1–253 mln lat według McArthur'a i in., 2001), choć wydają się one znacznie młodsze niż wartości, jakich można byłoby oczekiwać.

W podsumowaniu – stratygrafia izotopowa zdaje się wskazywać na środkowowucziapiński wiek początku cechsztynu w basenie polskim.

no), poziomy pedogeniczne (paleogleby) oraz skamieniałości śladowe (Kiersnowski, 2008, 2015, 2023b; Kiersnowski, Waśkiewicz, 2023; Waśkiewicz, Kiersnowski, 2023).

Głównym narzędziem biostratygraficznym stosowanym w przypadku cechsztynu jest palinologia, wspomagana – w najniższej części cechsztynu – przez konodonty, chociaż brak jest globalnych form wskaźnikowych, i muszloraczkę w jego najwyższej części. Palinomorfy występują zarówno w osadach morskich, jak i lądowych, co z jednej strony czyni je bardzo użytecznymi dla korelacji warstw powstałych w różnych środowiskach, a z drugiej – z uwagi na to, że palinomorfy rozpraszają się na odległość kilkudziesięciu kilometrów od wytwarzających je roślin – ich zastosowanie w korelacjach wielkoskalowych jest ograniczone (Traverse, 2007). Palinologiczna zonacja cechsztynu w ciągu półwiecza była oparta na założeniu ewolucyjnej zmienności palinodemu (wariantów) *Lueckisporites virkkiae* (Visscher, 1971). Obecnie zdecydowanie się odchodzi od zonacji biostratygraficznej wywodzącej się z palinodemu czy wariantów *L. virkkiae* (Gibson, 2020; por. Hartkopf-Fröder, Heunisch, 2020; Gibson, Bodman, 2021), ponieważ odmiany *L. virkkiae* to formy harmomegartyczne, które nie są naturalnie odrębne. Co prawda nie wyklucza to lokalnego zastosowania koncepcji Visschera (1971), ale inaczej się ma sprawa w przypadku porównywania różnych obszarów, o czym świadczy fakt, że w Górach Świętokrzyskich poziom szarego itu solnego to poziom Ac (Fijałkowska, 1995b), a na Pomorzu Zachodnim – poziom Bc (Dybowa-Jachowicz, 1981).

W najniższym cechsztynie Niemiec (Bender, Stoppel, 1965; Jordan, 1969; Kozur, 1994, 2007; Legler i in., 2005; Menning i in., 2006), Anglii (Swift, Aldridge, 1985; Swift, 1986, 1995), a także w wapieniu cechsztyńskim otworu Wejherowo IG 1 (Szaniawski, 1969, 2001), występuje zespół z konodontami *Mesogondolella britannica* i *Merrillina divergens*. Jest on korelowany z niewątpliwie późno-permskim zespołem z *Mesogondolella rosenkrantzi* i *Merrillina divergens* ze wschodniej Grenlandii, uznanym przez Mei i Hendersona (2001) za nieco młodszy niż wczesnowucziapiński (ich zdaniem) zespół konodontów występujący w cechsztynie. Hounslow i Balabanov (2018) zauważyli, że zasięg stratygraficzny *Merrillina divergens* jest szeroki i obejmuje także warstwy datowane na czangsing, dlatego też, z uwagi na różnice między fauną zimnowodną, fauna konodontowa cechsztynu wskazuje na loping (por. Henderson, Mei, 2000).

## Magnetostratygrafia

Hubert Kiersnowski, Tadeusz M. Peryt

Wczesne badania magnetostratygraficzne obejmujące permskie skały magmowe obszaru krakowskiego wykonali Birkenmajer i Nairn (1964).

W południowym basenie permskim kluczowe znaczenie dla korelacji osadów czerwonego spągowca ma zmiana polarności określana jako odwrócenie ilawarskie (*Illawarra Reversal*, IR), kończąca najdłuższy okres stabilnej polarności geomagnetycznej w trakcie fanerozoiku – od pensylwanu do gwadalupu (Steiner, 2006; Ogg i in., 2016). Jest to jedyny reper czasowy w europejskim basenie czerwonego spągowca (Menning, 1995a, b, 2001; Menning i in., 2022). Granica IR wyznaczona przez Menninga i in. (1988) w północnoniemieckim basenie czerwonego spągowca (otwór Mirow 1 w formacji z Parchim) i potwierdzona (z dużym prawdopodobieństwem) analizą magnetostratygraficzną w polskim basenie czerwonego spągowca (podgrupa Drawy) w profilu wiercenia Piła IG 1 (Nawrocki, 1997; fig. 39) jest wyznaczona na ok. 265–266 mln lat (Menning, 1995a, b, 2001). Przyjęcie granicy IR w północnoniemieckim basenie czerwonego spągowca w spągowej części profilu górnego czerwonego spągowca (formacja z Parchim) oznaczałoby, że osady zachowane poniżej tej granicy powstały podczas 1 mln lat lub mieszczą się w interwale czasu sięgającym 20 lub więcej mln lat (postulowany czas trwania luki stratygraficznej; fig. 9). Kluczowym

problemem jest zasadność wyznaczenia granicy IR w czerwonym spągowcu w basenie niemieckim i polskim. Wg Menninga (1995a) poniżej granicy IR istnieje hiatus i nie jest pewne, czy wyznaczona granica IR nie odpowiada jednemu z wielu przemagnesowań zarejestrowanych w górnym permie, a właściwa granica IR jest ukryta w interwale czasu pozbawionym zapisu osadowego. Nawrocki (1997) uznał, że stwierdzona w czerwonym spągowcu w basenie północnoniemieckim granica IR może nie być nią w rzeczywistości, a faktyczna granica megazon magnetycznych znajduje się w luce stratygraficznej między osadami dolnego i górnego czerwonego spągowca, natomiast granica wyznaczona przez Menninga i in. (1988) odpowiadałaby kolejnemu epizodowi przemagnesowań. Wskazywałby na to fakt, że poza niemieckim basenem czerwonego spągowca nie ma ciągłego profilu karbońsko-permskiej megazonu odwrotnej, a osady czerwonego spągowca znajdujące się poniżej postulowanej granicy IR, czyli w zonie odwrotnej, mają niewielką miąższość w stosunku do całego profilu górnego czerwonego spągowca oraz potencjalnie reprezentują niewielki interwał czasu.

W wapieniu cechsztyńskim w otworze wiertniczym Jaworzno IG 1 i w dwóch odsonięciach w niecce północnosudeckiej (Niwnice i Nowy Kościół) stwierdzono magnetozonę normalną (Nawrocki, 1997). Na granicy cechsztyń-pstry piaskowiec występuje magne-

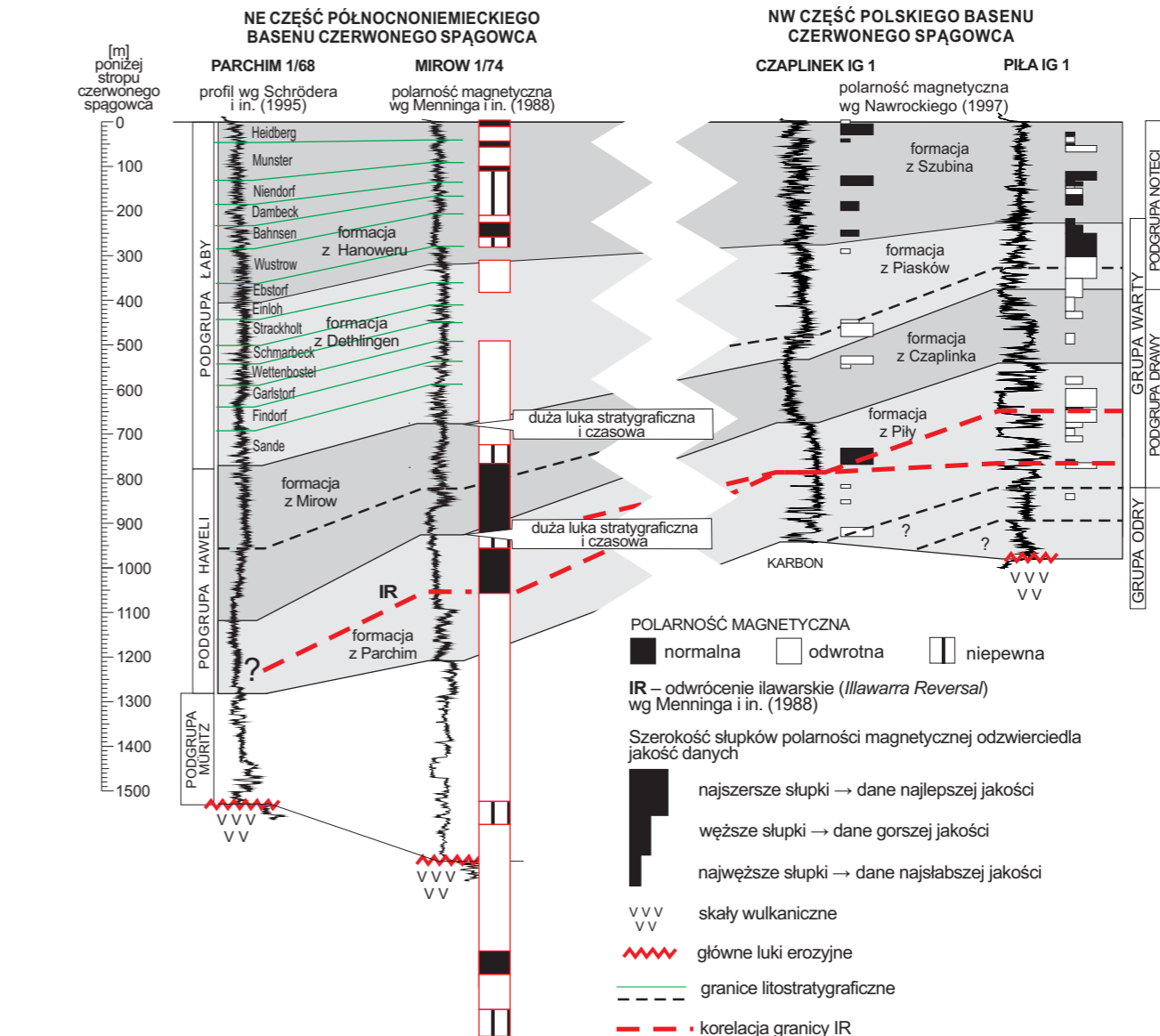


FIG. 39. Korelacja kluczowych profili czerwonego spągowca w basenie polskim (Piła IG 1 i Czaplonek IG 1) i w basenie północnoniemieckim (Parchim 1/68 i Mirow 1/74) w powiązaniu z interpretacją dowodzącą w basenie polskim kluczowej granicy paleomagnetycznej IR (odwrócenie ilawarskie) wyznaczonej w basenie północnoniemieckim (za Słowakiewiczem i in., 2009; fig. 5, zmieniono)

tozona normalna Tbn1 (Nawrocki, 1997), a w górnej części formacji rewalskiej, gdzie stawiana była granica perm/trias – magnetozona odwrotna Pzr1 (Nawrocki, 2004).

Interwał cechsztyński cechuje się głównie normalną polarnością z kilkoma magnetozonami odwrotnymi ułatwiającymi korelację, jaka została opracowana dla południowego basenu permskiego (Szurlies, 2020). Zgodnie z tą korelacją dolna granica cechsztynu odpowiada

środkowi wucziapingu, a granica wucziaping–czangsing (tj. 254,1 mln lat temu) w cechsztynie występuje w obrębie górnej części cyklu trzeciego. Tym samym długość cechsztynu wg Szurliesa (2020) to ok. 2,8–3,5 mln lat. Inną korelację przedstawili Hounslow i Balabanov (2018; fig. 7): zgodnie z nią w najniższej części cechsztynu występują najstarsze części magnetochrony LP2n.3n, zatem wiek łupki miedzionośnego odpowiadałby środkowi czangsingu.

## Historia sedymentacji i ewolucja basenów sedymentacyjnych

### 7.1. CZERWONY SPĄGOWIEC

Hubert Kiersnowski

W końcowej fazie ruchów waryscyjskich, przypadających na schyłek karbonu, powstawały lokalne baseny sedymentacyjne, definiowane jako podwulkaniczne, z klastycznymi osadami formacji Świńca (Pokorski, 1981a, b, 1988a) i formacji z Dolska (Karnkowski, 1987b). Stwierdzono również skały osadowe międzywulkaniczne w lokalnych depocentrach (formacja z Kargowej), w obniżeniach pomiędzy stratowulkanami (Geissler i in., 2008), lub na skłonach wyniesień (bloków tektonicznych) zbudowanych ze skał karbońskich (formacja ze Strzelec Krajeńskich).

Pierwsze, bardziej rozległe baseny sedymentacyjne (osady epiklastyczne i piroklastyczne) powstały w trakcie zaniku ostatniej fazy wulkanizmu waryscyjskiego w obrębie rowów tektonicznych związanych z schyłkowymi ruchami powarysycjskimi. W obrębie internidów waryscyjskich istniały późnokarbońskie baseny sedymentacyjne (basen śródsudecki i basen północnosudecki), których rozwój kontynuował się we wczesnym permie.

W obrębie północnych internidów waryscyjskich powstał basen Zielonej Góry z rowem tektonicznym Koziczyn–Chyże i blokiem Ługowa oraz baseny Górnej Odry z rowami: Bielawy–Gawrony, Kargowa–Wschowa, Jezierzyc, Żakowo–Jutrosin, Rawicz–Baranowice i Jemielno–Borzęcin. W południowej strefie eksternidów waryscyjskich powstał basen Poznania z rowami: Grodziska Wielkopolskiego, Lubiatów–Pniewy, Kórnik i Książa Wielkopolskiego. We wschodniej części południowych eksternidów waryscyjskich znajduje się rów tektoniczny Raduchowa. W północnej strefie eksternidów waryscyjskich powstał rów (basen) Stargardu oraz rów (basen) Obrzycko–Objezierze–Grundy (fig. 10). Na SE przedpolu eksternidów waryscyjskich, w rejonie śląsko-krakowskim powstał rów tektoniczny (fig. 11) wypełniony dolnopermskimi osadami epiklastyczno-piroklastycznymi.

Baseny sedymentacyjne górnego czerwonego spągowca powstały w domenie eksternidów waryscyjskich i na ich przedpolu. Ufor-

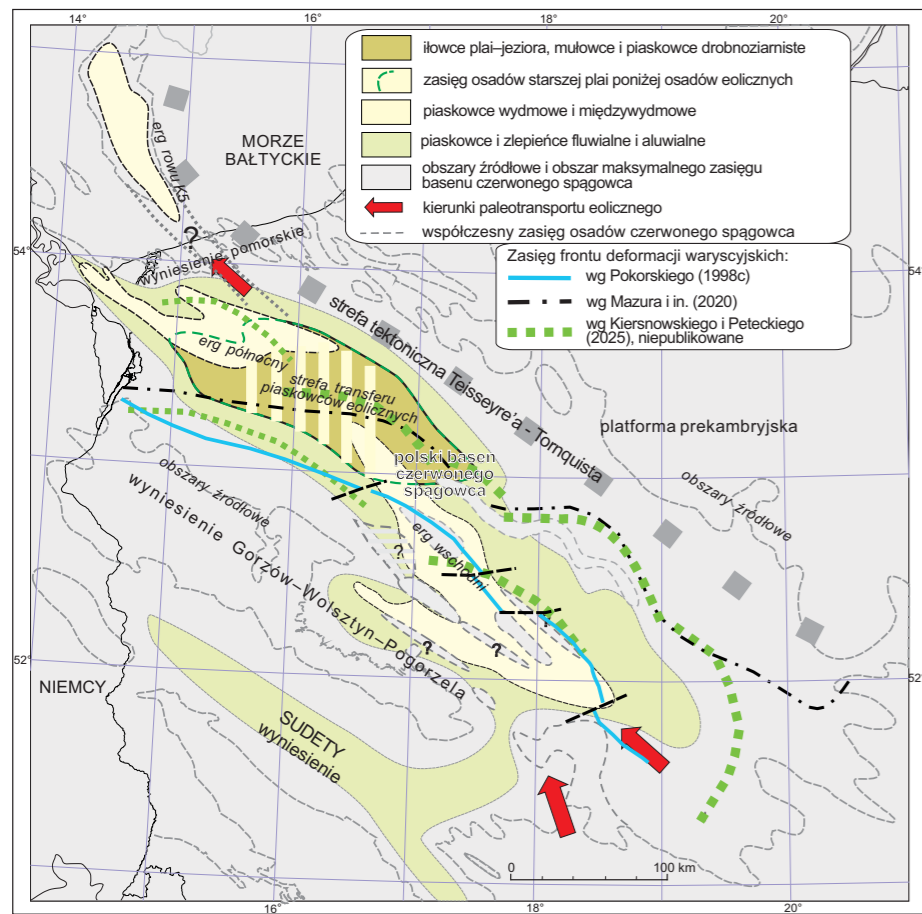


FIG. 40. Baseny inicjalne górnego czerwonego spagowca – formacja z Piły. Rekonstrukcja paleogeografii wg Kiersnowskiego (2013), zmieniono

owały się po znaczącej luce erozyjnej w dalszym etapie subsydencji termicznej i tektonicznej, szczególnie silnej w strefie krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. W rezultacie osady górnego czerwonego spagowca leżą przekraczając na osadach dolnego czerwonego spagowca.

Zróźnicowanie subsydencji począwszy od wczesnego permu spowodowało, że część obszarów pozostała wyniesiona. Dotyczy to szczególnie obszaru wyniesienia GWP zlokalizowanego na SW od obszaru głównego basenu czerwonego spagowca.

Skutkowało to na części obszaru brakiem osadów górnego czerwonego spagowca lub ich stosunkowo małą miąższością. Część tego obszaru była permanentnie wynoszona i erodowana. Miejscami dotyczyło to również obszarów, na których pierwotnie osadziły się utwory dolnego czerwonego spagowca. Wzdłuż tektonicznych krawędzi wyniesień powstawały w górnym czerwonym spagowcu osady w większości gruboklastyczne. Osiągają one znaczną miąższość, szczególnie w rowach tektonicznych, gdzie można wydzielić osady należące do dolnego i górnego czerwonego spagowca, powstałe w częściowo odmiennych środowiskach sedimentacji. Osady dolnego czerwonego spagowca tworzyły się generalnie w warunkach klimatu wilgotnego, a osady górnego czerwonego spagowca w warunkach klimatu suchego. Stąd sedimentacja w dolnym czerwonym spagowcu była zdominowana przez osady fluwialne, aluwialne i jeziorne, a w górnym czerwonym spagowcu przez osady eoliczne, plai i aluwialne (podgrupy Drawy i Noteci) (fig. 40–43).

Baseny poboczne górnego czerwonego spagowca, w stosunku do basenu centralnego, są rozwinięte na obszarze platformy prekambryjskiej. Ich geneza jest wiązana głównie z erozją obszaru położonego wyżej względem centralnego basenu czerwonego spagowca, a w mniejszym stopniu z subsydencją starszego podłoża: sylurskiego dla basenu warmińskiego i basenu śląskiego (Wagner, 1997) oraz karbońskiego dla basenu podlaskiego (fig. 43). Baseny poboczne są wypełnione osadami o niewielkiej miąższości: w basenie warmińskim są to zlepińce pochodzące z erozji wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz osady ilaste (w tym brekcje ilaste) pochodzące z erozji niżej leżących osadów syluru, w basenie śląskim – zlepińce pochodzące z erozji wyniesienia strefy Koszalin–Chojnice oraz piaskowce eoliczne, a w basenie podlaskim – zlepińce pochodzące z erozji południowej części wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz piaskowce fluwialne i eoliczne (fig. 43).

Rozwój pokrywy osadowej w górnym czerwonym spagowcu był związany z subsekwentną aktywnością tektoniczną, szczególnie aktywną w trakcie rozwoju osadów podgrupy Drawy. Zasadnicza przebudowa tektoniczna w obrębie centralnego basenu czerwonego spagowca oraz wzdłuż jego NE krawędzi nastąpiła na granicy podgrupy Drawy i Noteci. Było to związane z erozją osadów podgrupy Drawy i wkroczeniem do centrum basenu sedimentacyjnego osadów gruboklastycznych (zlepińców). Przekładem tektonicznego zróźnicowania (segmentacji) podłoża centralnego basenu górnego czerwonego spagowca jest zamieszczony schematyczny przekrój geologiczny od wiercenia Stargard 1 na zachodzie do wiercenia Budziszewice IG 1 na SE (fig. 4).

W czasie depozycji formacji z Piły (fig. 40) powstały pierwsze pokrywy piaskowców eolicznych określone jako erg wschodni, erg północny i erg rowu K5. Interpretacja rdzeni i krzywych geofizyki otworowej sugerują eoliczny transport piasku z południa i SE na NW. W basenach oprócz osadów eolicznych powstały osady fluwialne, aluwialne i plai-jeziora.

W trakcie depozycji formacji z Czaplinka nastąpiło zwiększenie zasięgu osadów, szczególnie eolicznych (fig. 41). Powiększenie się pokrywy piaskowców eolicznych (rozwój ergów) nie było determinowane wyłącznie czynnikami tektonicznymi, a raczej klimatem i dostępnością źródeł piasku. Obfitość źródeł piasku spowodowała powstanie i zachowanie się w zapisie osadowym dużych wydym porzecznych. Jednocześnie zaczął dominować transport eoliczny z NE. W basenach oprócz osadów eolicznych powstały osady fluwialne, aluwialne i plai-jeziora.

Na początku rozwoju osadów podgrupy Noteci – w trakcie depozycji formacji z Piasków – pojawiły się osady fluwialne, czasem stosunkowo gruboklastyczne (fig. 42). Przechodziły one stopniowo w osady plai-jeziora, którego obszar występowania zmieniał się w czasie. Występujące okresowe osuszenie spowodowało powstanie poziomów ewaporacji soli, co jest dokumentowane śladami po krystalizacji kryształów soli i obecnością anhydrytów syngenetycznych w postaci gruzłowych skupień (Krzywiec i in., 2017). Dominujący transport eoliczny z kierunku NE spowodował rozbudowę ergu wschodniego w rejonie basenu Poznania oraz powstanie ergu południowego (śląskiego) na przedpolu paleo-Sudetów.

W trakcie sedimentacji formacji z Szubina centralną część basenu czerwonego spagowca wypełniały osady plai (fig. 43). Na obrzeżach plai występowały osady fluwialne, a w strefach marginalnych – osady aluwialne. SW część basenu była zdominowana przez osady

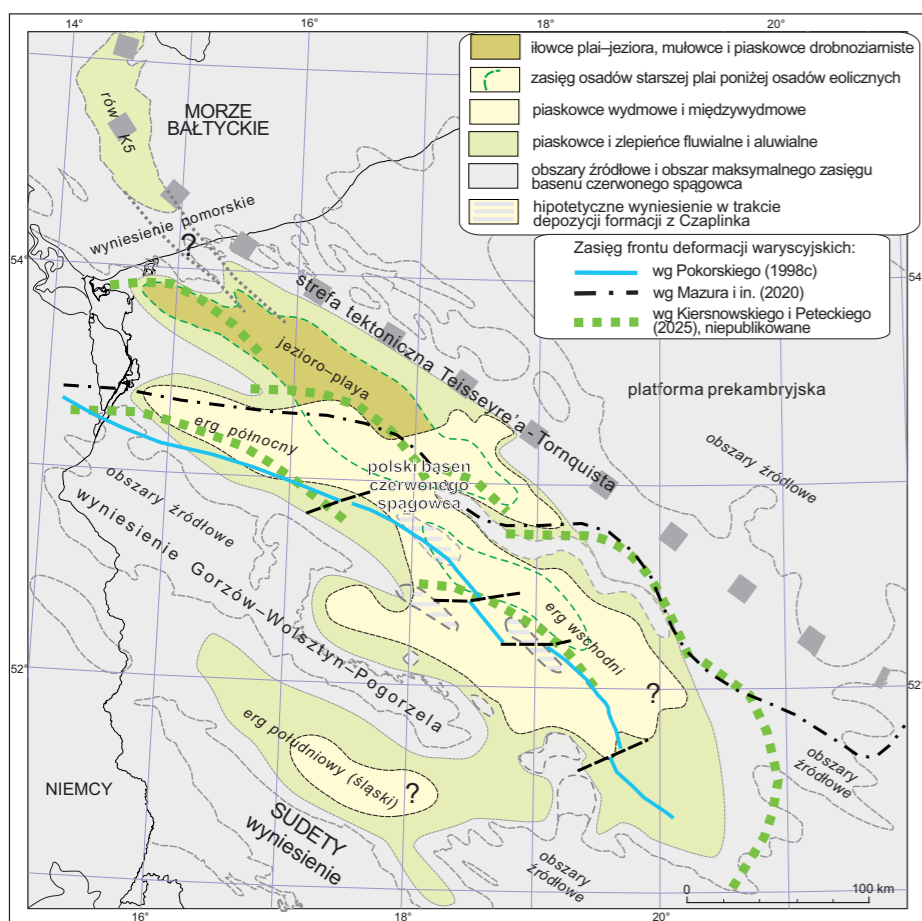


FIG. 41. Baseny górnego czerwonego spagowca – formacja z Czaplinka. Rekonstrukcja paleogeografii wg Kiersnowskiego (2013), zmieniono

eoliczne ergu wschodniego, które w tym czasie osiągnęły największe rozprzestrzenienie w basenie śląskim. Paleogeografia stropowych osadów górnego czerwonego spagowca jest bardzo dobrze rozpoznana, co wynika z faktu jej „zakonserwowania” pod przykryciem osadów cechsztynu.

## 7.2. CECHSZTYN

Tadeusz M. Peryt

Wkrótce po transgresji cechsztyńskiej w zbiorniku – w którym wody bogate w substancje odżywcze sprzyjały wysokiej produktywności organicznej wód powierzchniowych (Brongersma-Sanders, 1971; McCann i in., 2008) – zapanowały warunki anoksyczne-euksyniczne, co skłoniło do charakterystycznych dla łopingu (Sengör, Atayman, 2009). Osady głębokowodnej facji łupku miedzionośnego powstawały w strefie anaerobowej lub na jej przejściu do facji dysaerobowej, osady facji płytkowodnej – w facji dysaerobowej (Oszczepalski, Rydzewski, 1987), a w dobrze napowietrzonych wodach powyżej chemokliny – osady węglanowe.

Ustanie warunków anoksycznych, będące następstwem zwiększonego pionowego mieszania wody morskiej, spowodowało początek sedimentacji wapienia cechsztyńskiego. W środkowej części zbiornika utrzymywały się warunki dysoksydacyjne (Peryt, Peryt, 2012). Wyjątkiem były obrzeża niezalanych przez inicjalną transgresję elewacji podłoża, które na początku depozycji wapienia cechsztyńskiego tworzyły wyspy, w niektórych przypadkach zalane bądź podczas późniejszego etapu sedimentacji wapienia cechsztyńskiego (Czajor, Wagner, 1973; Wagner, 1976; Dyjaczynski i in., 2001; D. Peryt i in., 2012), bądź też znacznie później (nawet w trakcie sedimentacji utworów PZ3 – Kwolek, Mikołajewski, 2007). W tym pierwszym przypadku, na elewacjach podłoża w NW Polsce oraz w części wyniesienia GWP powstały rafy, chociaż nie można wykluczyć, że rafy związane z tym wyniesieniem, o charakterystycznym następstwie biofacji (Peryt i in., 2012b, 2016; Raczyński i in., 2016, 2017; Fheed i in., 2022), reprezentują górną część wapienia cechsztyńskiego.

Wzdłuż wybrzeża tworzyły się utwory barierowe, ooidowe i (rzadziej) onkoidowe, niszczone i przemieszczane podczas sztormów (Raczyński, 1997). Przede wszystkim był z nich odpływany w głąb zbiornika drobniejszy, lżejszy materiał, w rezultacie czego znaczna część profilu wapienia cechsztyńskiego na obszarze szelfu to madsony i wakstony.

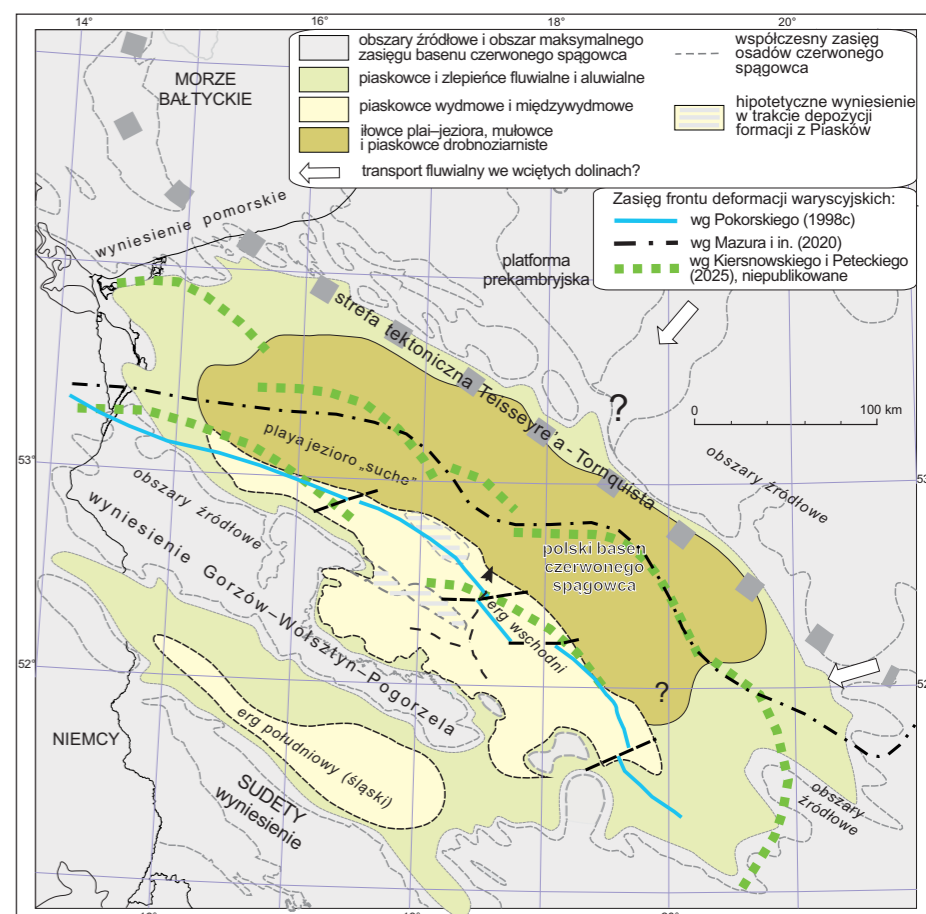


FIG. 42. Baseny górnego czerwonego spagowca – formacja z Piasków. Rekonstrukcja paleogeografii wg Kiersnowskiego (2013), zmieniono

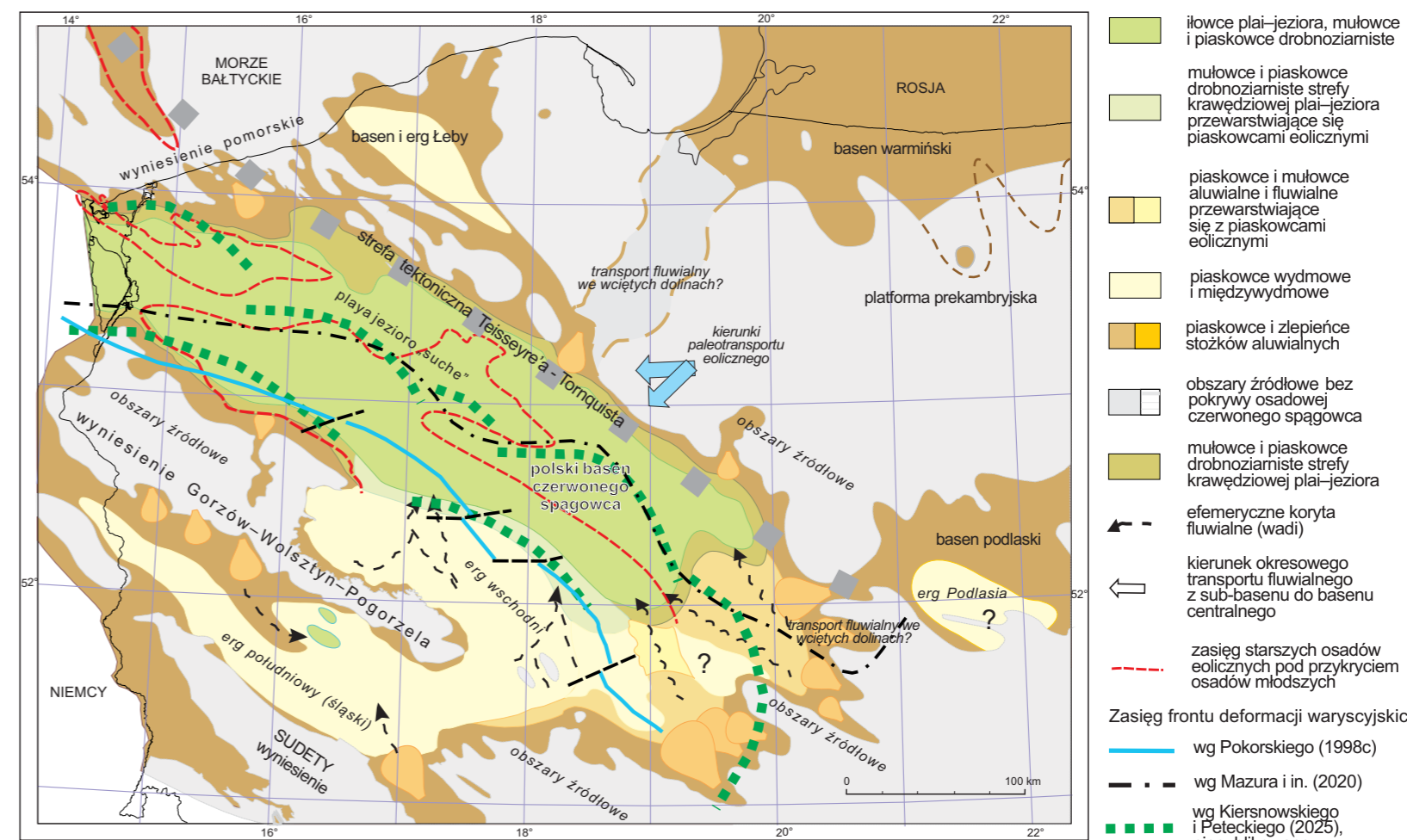


FIG. 43. Baseny górnego czerwonego spagowca – formacja z Szubina. Rekonstrukcja paleogeografii stropu osadów wg Kiersnowskiego (2013), zmieniono

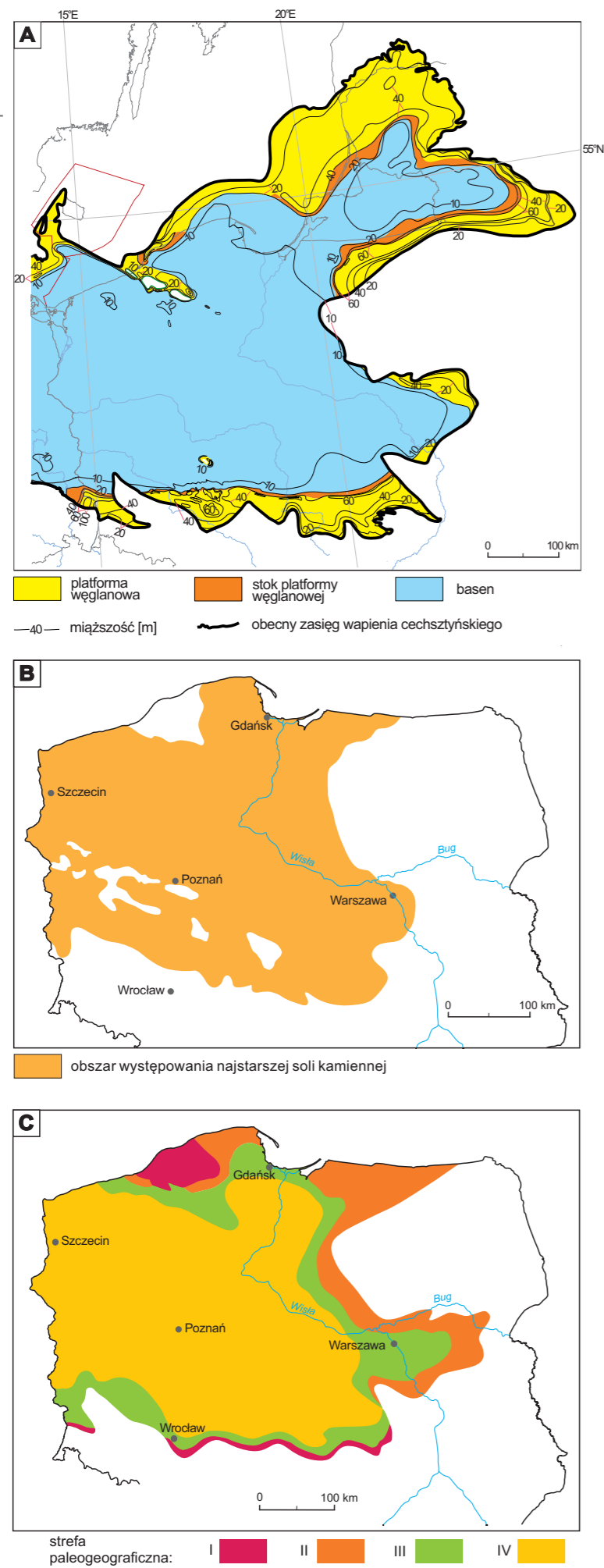


FIG. 44. A – miąższość i strefy paleogeograficzne wapienia cechsztyńskiego w Polsce (wg Peryta i in., 2010a); B – występowanie najstarszej soli kamiennej w Polsce; jej brak w Polsce SW jest związany z wyniesieniem GWP (wg Czapowskiego i in., 1993); C – występowanie i strefy paleogeograficzne (objaśnienie w tekście) anhydrytu głównego (wg Peryta i in., 1996a)

Wynikiem wysokiej produkcji węglanowej w przybrzeżnej strefie zbiornika i stwierdzoną przez Raczyńskiego (1997) dużą rolą sztormów w redystrybucji osadów węglanowych była progradacja platformy węglanowej w kierunku środkowej części zbiornika (fig. 44A), podczas której nastąpiło zniwelowanie lokalnych depresji. Następnie, w nieco płytszym środowisku, powstawały ooidowe pakstony i greinstony, a tempo progradacji platformy znacznie się zmniejszyło. Późniejszy wzrost głębokości wody o kilka metrów na obszarze platform nie spowodował istotnych zmian w reżimie sedymencji na platformie węglanowej, ale prawdopodobnie był mechanizmem spustowym rozwoju raf na stokach platform. Wzrost tych raf, tworzonych głównie przez mszywioly i otwornice płożące oraz intensywnie lityfikowanych w wyniku cementacji podwodnej (Peryt, 1978b; Peryt i in., 2012b), doprowadził do ograniczenia wewnętrznych części platformy.

Pod koniec depozycji wapienia cechsztyńskiego nastąpił spadek poziomu morza, w rezultacie czego znaczna część zbiornika wapienia cechsztyńskiego uległa wynurzeniu, a osady platformy wapienia cechsztyńskiego były erodowane (Czajor, Wagner, 1974; Peryt i in., 2020). Spadkowi poziomu morza towarzyszyła depozycja cienkiej sekwencji sebhya (np. Peryt, 1984). W profilach basenowych granica wapień cechsztyński-anhydryt dolny jest często raptowna (np. Dyjaczynski, Peryt, 2014; D. Peryt i in., 2016), gdyż ewaporaty zaczynają się wytrącać z chwilą osiągnięcia nasycenia przez solankę.

Sekwencja anhydrytu dolnego, zaczynająca się powszechnie anhydrytami gruzłowymi powstałymi w środowisku subaeralnym do skrajnie płytkowodnego, po których następują anhydryty warstwowe i następnie laminowane powstałe w środowisku podwodnym, ma charakter transgresywny. Jednocześnie z transgresją następowala, na peryferycznym obszarze zbiornika, progradacja osadów siarczanowych, co prowadziło do powstania platform siarczanowych opartych o platformy węglanowe. Ze szczegółowych korelacji (np. Pizon i in., 1985; Dyjaczynski, Peryt, 2014) wiadomo, że w trakcie depozycji siarczanów na lokalnych platformach w obrębie peryferycznej części zbiornika trwała, w przyległych obniżeniach, depozycja chlorków, być może w wyniku powstania stratyfikacji gęstościowej w basenie o znacznym zróżnicowaniu batymetrycznym.

W przypadku anhydrytu dolnego następstwo litofacji jest interpretowane jako wskazujące na pogłębianie ku górze (Peryt, 1994), przy czym najprawdopodobniej głębokość wody wynosiła przeważnie mniej niż kilkadziesiąt metrów (Warren, 2016). W strefie basenowej trwała głównie depozycja osadów laminowanych w warunkach trwale subakwalnych i prawdopodobnie dość głębokich.

Płycizny utworzone przez anhydryt dolny oddzielały otwarty basen solny od lagun stwierdzonych wzdłuż brzegów zbiornika i miały one na ogół niewielką szerokość (np. Głuszynski i in., 2025) z wyjątkiem obszaru przedśudeckiego, gdzie środowisko lagunowe dominowało; ponadto w północnej części obszaru przedśudeckiego występowały płytkie saliny (Czapowski i in., 1993; fig. 44B). Pod koniec sedymencji najstarszej soli kamiennej nastąpiło wyrównanie wcześniej istniejącego reliefu i otwarty basen solny uległ przekształceniu w system lagun solnych (Czapowski, Tomassi-Morawiec, 1985; Czapowski, 1987). Niektóre izolowane laguny z powodu ograniczonego dopływu nowych solanek stały się salinami, w których powstały chlorkowe sole potasowo-magnezowe.

Utwory anhydrytu górnego wykazują wyraźną zonację paleogeograficzną (fig. 44C). Wyróżnia się cztery strefy sedymencji: I – strefę sebhya, II – strefę zazębienia się warunków lądowych i bardzo płytkiej laguny, III – strefę dominujących warunków lagunowych i IV – strefę trwale subakwalnych warunków (Peryt, 1990b). Ta ostatnia strefa jest związana ze środkową częścią zbiornika (Peryt i in., 1996a). Brekcja anhydrytowa występująca w najniższej części profilu anhydrytu górnego w brzeżnej części zbiornika powstała w wyniku subaeralnej ekspozycji obszaru brzeżnego w następstwie obniżenia poziomu solanki o kilkadziesiąt metrów.

Peryt i in. (1996a) uznali, że brekcja anhydrytowa to osad TST, natomiast anhydryty masywne z pseudomorfozami po kryształach gipsu, które dominują w środkowej i górnej części anhydrytu górnego, to utwory HST. Występowanie anhydrytów gruzłowych w niektórych profilach z peryferycznej części zbiornika (Peryt, 1990b; Kasprzyk, 1992, 1995), zostało uznane za fację diagenetyczną związaną ze spadkiem poziomu solanki w basenie i nałożoną na wcześniejszą, głównie subakwalną, fację sedymencyjną (Peryt i in., 1996a). Skutkiem owego spadku, ocenionego na kilkadziesiąt metrów (Peryt, 1992), było z jednej strony krasowienie osadów anhydrytu górnego (Peryt i in., 1992), z drugiej zaś – rehydratacja osadów anhydrytu górnego. Efektem krasowienia anhydrytu górnego, a prawdopodobnie także najwyższej części anhydrytu dolnego, na obszarze platform siarczanowych było powstanie kawern, które zostały później wypełnione osadami węglanowymi dolomitu głównego (owe wypełnienia były początkowo interpretowane jako przejścia sedymencyjne między osadami siarczanowymi i węglanowymi – Peryt, 1986c).

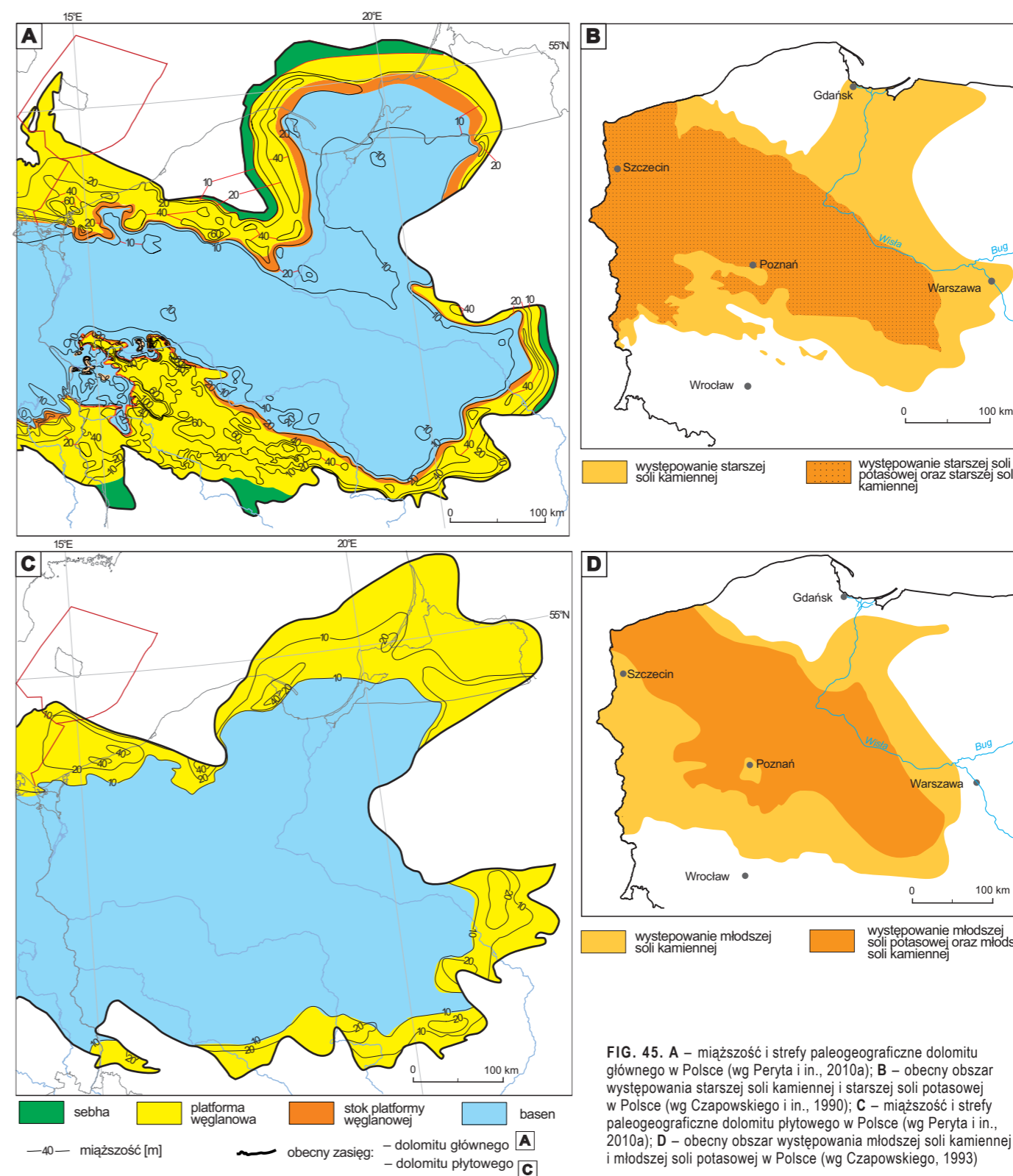


FIG. 45. A – miąższość i strefy paleogeograficzne dolomitu głównego w Polsce (wg Peryta i in., 2010a); B – obecny obszar występowania starszej soli kamiennej i starszej soli potasowej w Polsce (wg Czapowskiego i in., 1990); C – miąższość i strefy paleogeograficzne dolomitu płytowego w Polsce (wg Peryta i in., 2010a); D – obecny obszar występowania młodszej soli kamiennej i młodszej soli potasowej w Polsce (wg Czapowskiego, 1993)

Morze dolomitu głównego transgredowało w kilku etapach. Osady inicjalnej transgresji stwierdzono na stoku platformy ewaporatowej PZ1 (Peryt, 1983, 1992; Peryt, Kasprzyk, 1992). Po końcowej transgresji, której zasięg był znacznie mniejszy niż anhydrytu górnego (por. fig. 44C i 45A), na znacznej części peryferycznej części zbiornika dolomitu głównego rozwinęła się facja lagunowa, reprezentowana przez madstony z podrzędnie występującymi wakstonami i greinstonami (np. Głowacki, 1986; Wagner, 1987a, b). Utwory lagunowe w kierunku ładu przechodziły w fację sebhya węglanowo-siarczanowej, a – następnie – w sebhę klastyczno-siarczanową (Peryt, Kasprzyk, 1992). W rejonie Zatoki Puckiej – a prawdopodobnie także na całym obszarze kratonu – do strefy sebhya węglanowo-siarczanowej przylega kompleks brzeżnej bariery ooidowej (Peryt, 1986a). Na granicy peryferycznej i środkowej części zbiornika powszechnie występują bariery zbudowane często z greinstonów zbudowanych z różnych ziarn obleczonej, na ogół ooidów (np. Peryt, 1985; Jaworowski, Mikołajewski, 2007; Kotarba, Wagner, 2007; Kosakowski, Krajewski, 2014, 2015).

Pod koniec sedymencji dolomitu głównego nastąpił spadek poziomu morza, w wyniku czego brzeżna część zbiornika została wynu-

rzona (np. Peryt, 1986a; fig. 9D); powstały wtedy utwory sebhya ciągu LST. Wyżej leżąca facja saliny anhydrytu podstawowego to utwory TST oraz HST (Peryt i in., 1996b; por. Strohmenger, Strauss, 1996).

Na początku sedymencji starszej soli kamiennej facja otwartego basenu solnego przeważająca na większej części basenu cechsztyńskiego przechodziła ku wschodowi w osady brzeżnych panwi solnych, a ku SW – w litofację laguny solnej i miejscami saliny (Czapowski i in., 1990). Osady starszej soli kamiennej reprezentują HST, kiedy większa część zbiornika była w facji otwartego basenu solnego, i LST, kiedy miejsce otwartego basenu solnego zajęła facja saliny. Podobnie jak górna część starszej soli kamiennej, starsza sól potasowa to LST (Peryt i in., 1996b; fig. 45B). Obecność regularnej laminacji w części profilu soli potasowej sugeruje jej powstanie w warunkach względnie głębokich salin.

Efektem depozycji soli cyklotemu PZ2 było wyrównanie batymetrii istniejącej w zbiorniku cechsztyńskim (Wagner, 1994).

Anhydryt kryjący to osad TST nowej sekwencji (Peryt i in., 1996b). Transgresji, która zapoczątkowała cyklotem PZ3, towarzyszyło

7

Historia sedymentacji i ewolucja basenów sedymentacyjnych

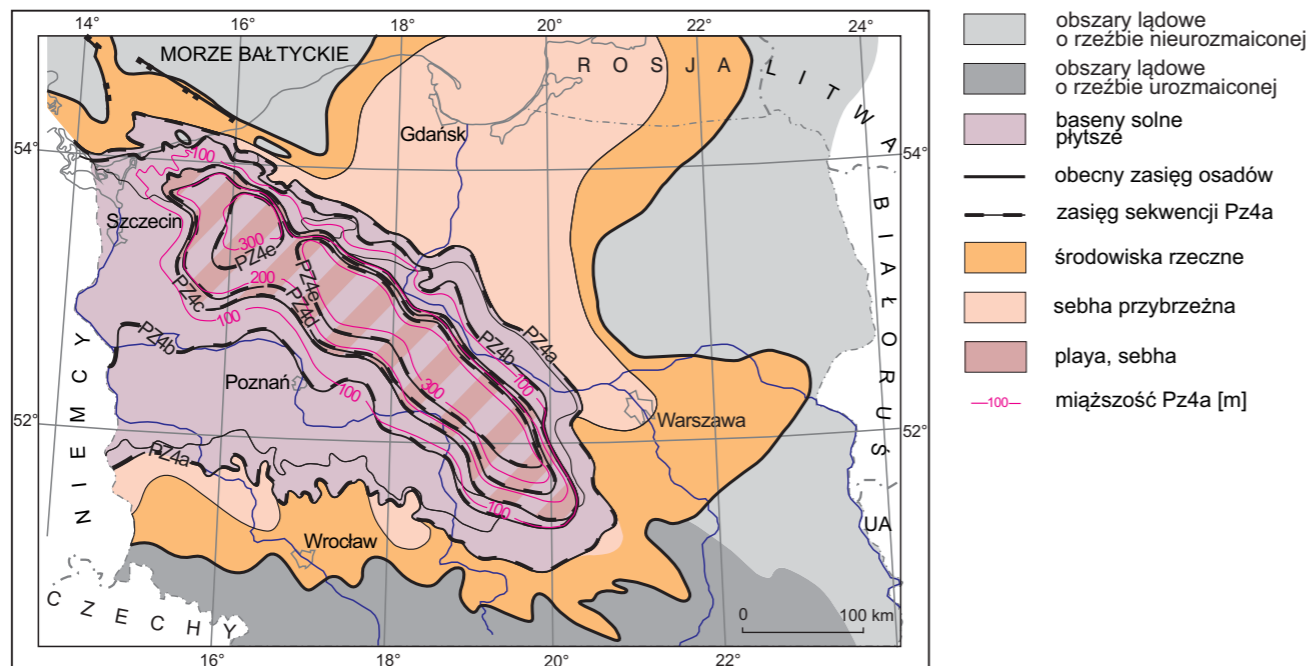


FIG. 46. Mapa paleogeograficzna cyklotemu PZ4 w Polsce (wg Wagnera, 1998)

znaczące zwilgotnienie klimatu, co spowodowało rozwój sieci rzecznej na otaczających lądach (Wagner, 1994). W efekcie u podstawy cyklotemu PZ3 występują szare i ciemnoszare mułowce i ilowce szarego iłu solnego, który powstał w płytkim zbiorniku morskim, podobnie jak osady basenu dolomitu płytowego, którego zasięg był znacznie większy niż zasięg osadów PZ2 (por. fig. 45A i C). W marginalnej części zbiornika sedymentacja była wynikiem aktywności mikrobialnej prowadzącej do rozwoju rozległych mat mikrobialnych, a powstanie węglanów było spowodowane przez chemoorganotroficzny rozkład bakteryjny mat cyjanobakteryjnych (Brehm i in., 2002). Utwory dolomitu płytowego dużej części wyniesienia Łeby powstały w środowisku sebhja zabarierowej, której współczesnym odpowiednikiem środowiskowym jest sebhja Gavisha na Synaju (Gąsiewicz i in., 1987). Sebhja ta była częściowo lub całkowicie oddzielona od otwartego morza przez barierę ooidową. Utwory oolitowe krawędzi platformy tworzyły system płyczn z mobilnymi piaskami, rwniami i kanałami pływowymi rozwiniętymi w warunkach wysokoenergetycznych (Gąsiewicz, 1985).

W przeciwieństwie do dwóch poprzednich poziomów węglanowych – wapienia cechsztyńskiego i dolomitu głównego – nie ma dowodów na obniżenie poziomu morza pod koniec dolomitu płytowego. Jak zauważyli Gąsiewicz i Peryt (1994), występowanie struktur mikrobialnych typowych dla bardzo płytkowodnych środowisk, cechujących się nagłymi zmianami zasolenia, na granicy dolomitu płytowego i anhydrytu głównego, wskazuje na bardzo podobne środowiska powstawania. Utwory anhydrytu głównego powstawały – w brzeżnej części zbiornika, w domorskich częściach platform dolomitu płytowego (np. Gąsiewicz, Peryt, 1989a; Peryt, Kasprzyk, 1992) – w środowiskach płytkich subakwalnych i subaeralnych typu lagun, natomiast w środkowej części zbiornika – w basenie solnym.

Podobny generalny układ facji jest typowy dla młodszej soli kamiennej. Na początku jej sedymentacji, w osiowej części basenu występowała facja basenu solnego (płytkiego bądź głębokiego), o rytmicznie odnawialnych solankach, natomiast w brzeżnych częściach basenu – facja lagunowa (Czapowski, 1993; Tomassi-Morawiec i in., 2009). Niekiedy bardziej izolowane laguny szybko przekształcały się w panwie solne. Później na większej części basenu zapanowała facja saliny, podczas gdy zanikający otwarty basen solny obramowany systemem lagun solnych powstał w NW części basenu (Czapowski, 1993; fig. 45D). Obszar salin był otoczony systemem panwi solnych powstałych na wybrzeżach sebhja.

Pierwotny zasięg soli K-Mg pokrywa się z obszarem, na którym przeważała facja saliny, co pozwala sądzić, że sole te powstały w dość głębokiej salinie, o regularnie odnawianych, wysoko stężonych solankach, umożliwiających precypitację chlorków K-Mg (Czapowski, 1993). Występowanie systemów szczelin w wysychania w młodszej soli potasowej (Garlicki, 1991) wskazuje na sporadyczne warunki subaeralne (Tomassi-Morawiec i in., 2009).

W trakcie depozycji najwyższej części soli młodszych Na3t panujący wcześniej – w cyklotemach węglanowo-ewaporatowych – klimat suchy ustąpił miejsca oscylacjom klimatu wilgotnego i suchego, przy czym zaznaczyła się ogólna tendencja do klimatu coraz bardziej wilgotnego (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998; Jewula i in., 2021). Powstały wtedy osady terygenicznopowietrzne w kurczących się – w coraz młodszych ogniwach stratygraficznych – płytkich basenach ewaporatowych typu playa. Towarzystwo temu progradacja osadów terygenicznopowietrznych w kierunku centrum basenu (Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998).

Osady subcyklotemów PZ4a i PZ4b utworzyły się w środowisku morskim, na co wskazuje duża zawartość bromu w halitach. W trakcie depozycji subcyklotemu PZ4c, w czasie sedymentacji ilastej soli kamiennej ogniwa z Piły, nastąpiła – rejestrowana w profilach bromowych – zmiana środowiska morskiego na kontynentalne jezioro solne (Czapowski, 1990; Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998). W środowisku kontynentalnego jeziora solnego powstały także osady subcyklotemów PZ4d i PZ4e (fig. 46). Osady tego jeziora solnego przechodzą stopniowo ku górze profilu w terygiczne utwory formacji rewalskiej utworzonej w środowisku plał (Wagner, Peryt, 1997).

Kolejna zasadnicza zmiana środowiskowa w zbiorniku cechsztyńskim jest zaznaczona pojawieniem się heterolitów falowych związanych z wydarzeniem transgresywnym formacji bałtyckiej (Pieńkowski, 1989, 1991), stanowiącej najstarsze osady pstrego piaskowca dolnego. W miejscu pojawienia się tych transgresywnych osadów terygenicznopowietrznych postawiono górną granicę parasekwencji PZS5-C3.3 (będącą jednocześnie górną granicą sekwencji PZS5-C3), która – jak wcześniej wspomniano – odpowiada subcyklotemowi PZ4e oraz najwyższej części formacji rewalskiej i stropowej serii terygenicznej (Wagner, Peryt, 1997).

Świętokrzyskich, oraz w Polsce wschodniej, w basenie podlasko-lubelskim (Krzemińska i in., 2021).

Główne wystąpienia skał magmowych stanowią wschodnią część rozległego kompleksu skał wulkanicznych występujących w obrębie południowego basenu permjskiego Europy (Gast i in., 2010), szczególnie w rejonie północnoniemieckiego basenu czerwonego spągowca,

gdzie osiągają największą miąższość. W części polskiej największą miąższość skał wulkanicznych stwierdzono w otworze Ośno IG 2, ponad 1670 m (nieprzewierczone).

Mniejsze centra aktywności wulkanicznej rozpoznano w basenie północnosudeckim, gdzie wydzielono ogniwo wulkanitów z Wielisławia formacji z Wielisławki (Śliwiński i in., 2003), śródsudeckim (Nowakowski, 1968) oraz w rowie Sławkowa i Krzeszowic (Siedlecki, Zabiński, 1953; Markowiak, 2015). W basenie śródsudeckim wydzielono ogniwo z Nowej Rudy w obrębie formacji ze Słupca (formacja wulkanitów z Gór Suchych; Wojewoda, 2019, 2022). W basenie północnosudeckim skały wulkaniczne osiągają miąższość 350 m, w basenie śródsudeckim skały wulkaniczne przedzielane skałami epiklastycznymi osiągają sumaryczną miąższość kilkuset metrów. Utwory te powstawały wieloetapowo w okresie od późnego karbonu do wczesnego permu. Według Awdankiewicza (2025 i literatura tam cytowana) permjskie wulkanity basenu północnosudeckiego to bimodalna, wysokopotasowa seria wapniowo-alkaliczna z ogniwem maficznym (bazaltowe andezyty, podrzędnie bazaltowe trachyandezyty) i felzytowym (riolity, podrzędnie tufy riolitowe). Na obszarze basenu śródsudeckiego w serii słabo alkalicznej wieku permjskiego dominują tufy riolitowe i riolity, a mniej licznie występują trachyandezyty, bazaltowe trachyandezyty i andezyty.

W rejonie rowu Sławkowa i Krzeszowic opisano sekwencję: porfiry z Miękini i tufy z Filipowic, zlepniec myślachowicki, melafrizy z Miękini i Filipowic (Kozłowski, 1963), permjskie ogniwo tufów filipow-

wickich (Siedlecki, 1958; Gradziński, 1982), diabazy, porfiry i melafrizy (Birkenmajer, Nairn, 1964) oraz karbońsko-permjskie bazaltowe trachyandezyty (Lewandowska i in., 2010). Według Oberca i Parachoniaka (1962) melafrizy z Miękini i Alwerni oraz diabazy z Niedźwiedziej Góry k. Krzeszowic są pochodnymi magm gabrodiorytowych, a melafrizy z Filipowic odpowiada nieco kwaśniejszym ich odmianom, uboższym w minerały femiczne.

Wg Maliszewskiej i in. (2016) wiek uformowania się pokryw skał wulkanicznych w zachodniej Polsce, datowanych metodą U–Pb (SHRIMP) na cyrkonach (Breitkreuz i in., 2007; Krzemińska, 2008) dotyczyły riolitów i dacytów nawierconych tylko w kilku otworach z Pomorza Zachodniego (Daszewo 12, Wysoka Kamieńska 1, Moracz IG 1) oraz z obszaru monokliny przedsudeckiej (Pniewy 3, Zdrój 1 i Strzelce Krajeńskie IG 1) mieści się w interwale 293,0 ± 2,0–307,9 ± 4,6 mln lat temu. Odpowiada to wczesnemu permowi i późnemu karbonowi.

Występowanie skał wulkanicznych w zachodniej Polsce, w rejonie wyniesienia GWP, jest związane z rozwojem wulkanizmu w środkoeuropejskim systemie basenowym (Geissler i in., 2004, 2008; Kiersnowski i in., 2004; Gast i in., 2010). Skały wulkaniczne uległy znacznym przemianom metasomatycznym (Jackowicz, 1994; Maliszewska i in., 2003, 2016). Ostatni epizod wulkanizmu powaryscyjskiego miał miejsce w późnym permie, przed pojawieniem się osadów cechsztynu (Mikołajewski i in., 2019). Słodczyk i in. (2018) wykazali istnienie dwóch prowincji permjsko-karbońskiego wulkaniz-

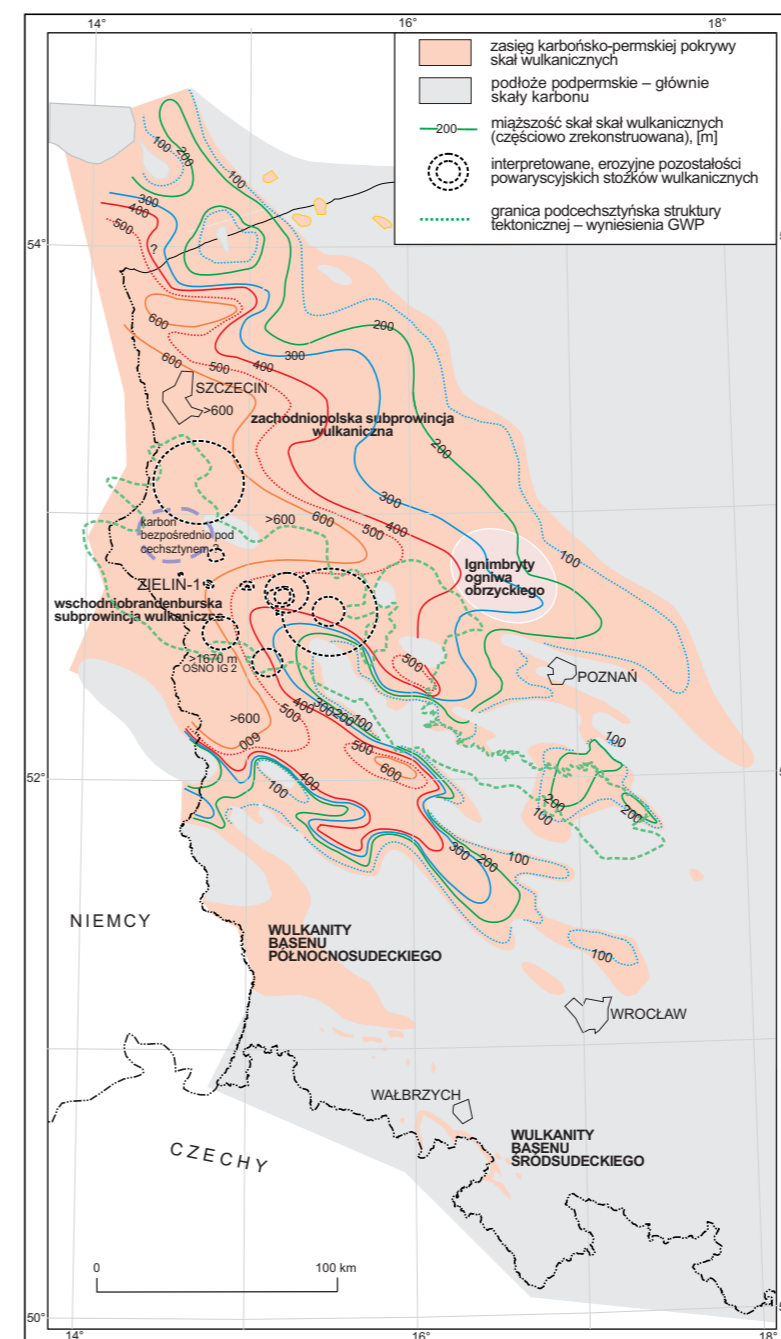


FIG. 47. Zasięg i miąższość skał wulkanicznych (interpretacja H. Kiersnowskiego wg Maliszewskiej i in., 2003, 2016), zmieniono i uzupełniono wg niepublikowanych materiałów J. Pokorskiego. Podział na subprowincje wulkaniczne wg Gasta i in. (2010)

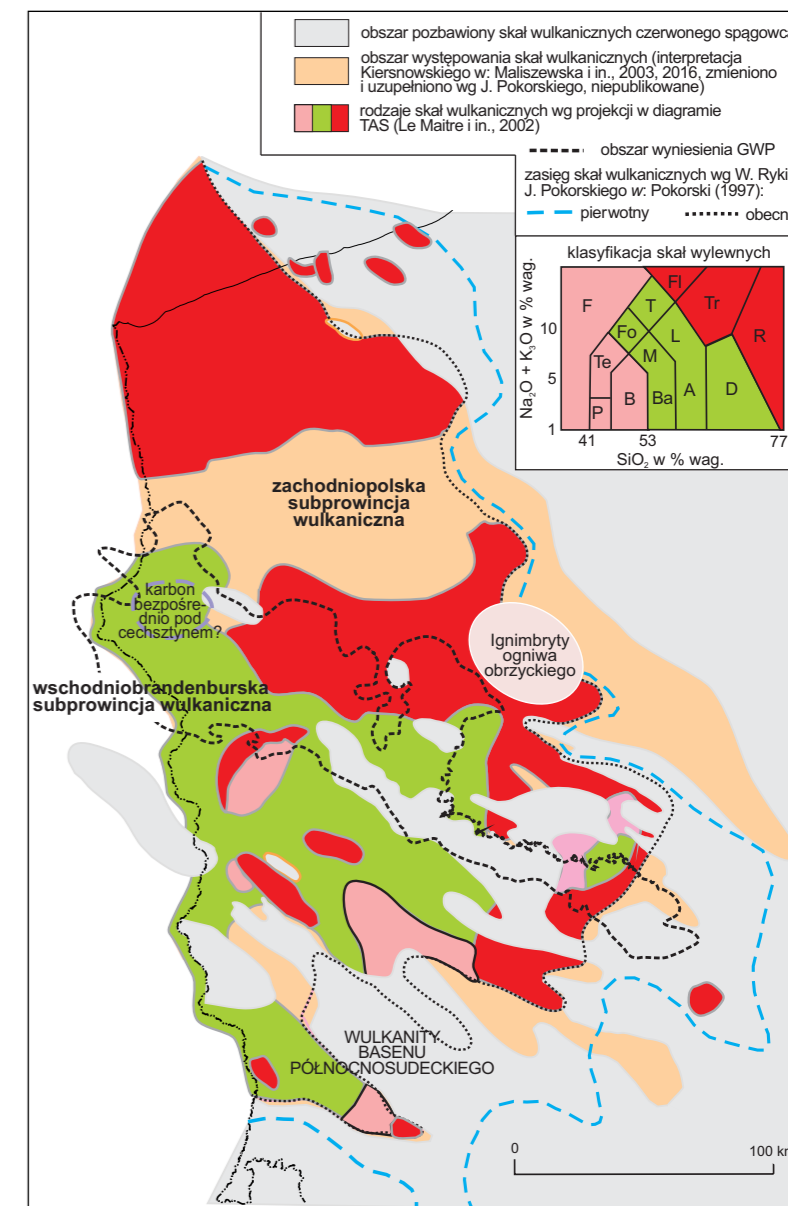


FIG. 48. Litofacja skał wulkanicznych czerwonego spągowca dolnego, grupy Odry (wg W. Ryki, J. Pokorskiego w: Pokorski, 1997, zmieniono). Projekcja klasyfikacyjna skał wulkanicznych w diagramie TAS (Le Maitre i in., 2002): R – riolit, riolit alkaliczny, Tr – trachit, trachit alkaliczny, FI – fonolit, D – dacyt, L – latyt, T – tefryfonolit, A – andezyt, BA – bazaltowy andezyt, M – mugearyt, shoshonit, Fo – fonotefryt, B – bazalt, P – pikrobazalt, Te – bazanit, tefryt, trachybazalt, F – foidyt

8

Magmatyzm

Hubert Kiersnowski

Na przełomie karbonu i permu zachodnia część obszaru Polski została objęta wczesnopermjskim wulkanizmem, związanym z końcowym etapem orogenezy waryscyjskiej (Kozłowski, 1968).

Dolnopermjskie skały magmowe występują głównie w SW Polsce (fig. 47). Stwierdzono je także w Polsce południowej, w strefie rowu Sławkowa, strefie tektonicznej Kraków–Lubliniec, na obszarze Gór

zmu riolitowego w zachodniej Polsce: północnego (profile wulkaniczne z wierceń: Daszewo i Wysoka Kamieńska) i południowego (profile wulkaniczne z wierceń: Pniewy i Tuchen – Niemcy) związanego z odmiennymi źródłami magmy (fig. 48). Długotrwałość procesów wulkanicznych, w czasie ok. 15 mln lat, rozmaistość typów skał wulkanicznych (lawy i skały piroklastyczne) i ich wzajemnych relacji przestrzennych, umożliwiła wydzielenie formacji i ogniw stratygraficznych (Maliszewska, Pokorski, 1978; Karnkowski, 1981; Pokorski, 1981b; Maliszewska i in., 1989, 2016; zob. tab. 7).

Na obszarze monokliny przedsudeckiej i jej północnego obrzeżenia kompleksy wulkaniczne składają się głównie z andezytów i trachyandezytów, w mniejszej zaś ilości z riolitów, dacytów, trachitów, a tylko lokalnie z bazaltów. Miejscami występują kwaśne skały piroklastyczne, lecz objętościowo ustępują one miejsca skałom subwulkanicznym (mikrodiorytom, gabrom, mikromonzonitom, mikrogranitom, granitom i sjenitom). Utwory piroklastyczne o charakterze obojętnym

## Literatura

Aksamitowska A., 2003. Środowiska sedymentacji i rozwój depozycji osadów górnego czerwonego spągowca w rejonie Poznania. *Przegląd Geologiczny*, 51: 168–174.

Alderton D., Selby D., Kucha H., Blundell D., 2016. A multistage origin for Kupferschiefer mineralization. *Ore Geology Reviews*, 79: 535–543.

Aleksandrowski P., Śliwiński W., Wojewoda J., 1986. Frontally and surficially fluidized slump to debris flow sheets in an alluvial sequence, Lower Permian, Intrasudetic Basin. *W: IAS 8th European Regional Meeting Excursion Guidebook*: 7–29.

Alexandrowicz S.W., 1971a. Profil litostratygraficzny wapienia cechsztyńskiego (Ca1) w okolicy Ostrzeszowa. *Geofizyka i Geologia Naftowa*, (163–164): 201–205.

Alexandrowicz S.W., 1971b. Zróżnicowanie litologiczne wapieni cechsztyńskich w okolicy Gubina. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN*, 14: 227–229.

Alexandrowicz S.W., 1974. Poziomy litostratygraficzne wapienia cechsztyńskiego w zachodniej Polsce. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 44: 275–292.

Alexandrowicz S.W., Jarosz J., 1971. Palaeoecology of the Zechstein Lingula Sandstones from Lubin (west Poland). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 19: 183–191.

Alexandrowicz S.W., Preidl M., 1971. Korelacja litostratygraficzna wapienia cechsztyńskiego w południowej części monokliny przedsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 19: 250–251.

Alexandrowicz S.W., Preidl M., 1972. Pozycja stratygraficzna wapieni cechsztyńskich w okolicy Bolesławca. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN*, 15: 485–486.

Alexandrowicz S.W., Słupczyński K., 1970. O występowaniu *Lingula credneri* Geinitz w osadach dolnego cechsztynu okolic Ostrowa Wielkopolskiego. *Acta Geologica Polonica*, 20: 693–707.

Alexandrowicz S.W., Barwicz-Piskorz W., Bilan W., 1983. Fauna i warunki depozycji osadów dolnego cechsztynu w rejonie Lubin-Polkowice. *Geologia*, 8 (4): 5–57.

Antonowicz L., Iwanowska E., Jamrozik J., Nowicka A., 1993. Pochylone bloki/półrowy podłoża permu na obszarze antyklinorium i synklinorium pomorskiego – implikacje dla poszukiwań naftowych. *Przegląd Geologiczny*, 41: 71–74.

August C., Wojewoda J., 2005. Late Carboniferous weathering and regolith of the Kudowa Trough: palaeogeographic, palaeoclimatic and structural implications. *Geologia Sudetica*, 36: 53–66.

Awdankiewicz M., 1999a. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *Geologia Sudetica*, 32: 13–47.

Awdankiewicz M., 1999b. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: the petrology and geochemistry of the Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *Geologia Sudetica*, 32: 83–111.

Awdankiewicz M., 2022. Polyphase Permo-Carboniferous magmatism adjacent to the Intra-Sudetic Fault: constraints from U-Pb SHRIMP zircon study of felsic subvolcanic intrusions in the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *International Journal of Earth Sciences*, 111: 2199–2224.

Awdankiewicz M., 2025. Permsko-karboński wulkanizm w Sudetach. *Przegląd Geologiczny*, 73: 795–803.

Awdankiewicz M., Kurowski L., Mastalerz K., Raczynski P., 2003. The Intra-Sudetic Basin – a record of sedimentary and volcanic processes in late- to post-orogenic tectonic setting. *GeoLines*, 16: 165–183.

Awdankiewicz M., Kryza R., Szczepara N., 2014. Timing of post-collisional volcanism in the eastern part of the Variscan Belt: constraints from SHRIMP zircon dating of Permian rhyolites in the North-Sudetic Basin (SW Poland). *Geological Magazine*, 151: 611–628.

Awdankiewicz M., Pańczak M., Ploch I., Raczynski P., Górecka-Nowak A., Pawlak W., Peryt T., 2025. Timing of post-orogenic silicic volcanism in the eastern part of the European Variscides: constraints from SHRIMP U-Pb

zircon study of the Permo-Carboniferous Góry Suche Rhyolitic Tuffs (the Intra-Sudetic Basin). *International Journal of Earth Sciences*, 114: 75–98.

Bechtel A., Gratzler R., Püttmann W., Oszczepalski S., 2000. Geochemical and isotopic composition of organic matter in the Kupferschiefer of the Polish Zechstein basin: relation to maturity and base metal mineralization. *International Journal of Earth Sciences*, 89: 72–89.

Becker F., Bechstädt T., 2006. Sequence stratigraphy of a carbonate-evaporite succession (Zechstein 1, Hessian Basin, Germany). *Sedimentology*, 53: 1083–1120.

Bender H., Stoppel D., 1965. Perm-Conodonten. *Geologisches Jahrbuch*, 82: 331–363.

Bereś B., Kienig E., Kijewski P., Tomaszewski J.B., 1973. Rozpozniowanie litostratygraficzne skał węglanowych cyklotemu P<sub>2</sub> w cechsztylinie monokliny przedsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 21: 17–20.

Best G., 1989. Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwest Deutschland nach Bohrlochmessungen. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 140: 73–85.

Beyrich E., Rose G., Roth J., Runge W., 1867. *Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und Erläuterungen*. Berlin.

Beyschlag F., 1913. Das Salzvorkommen von Hohensalza. *Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 34, Teil II: 225–241.

Birkenmajer K., Naim A.E.M., 1964. Palaeomagnetic studies of Polish rocks – I. The Permian igneous rocks of the Krakow district and some results from the Holy Cross Mountains. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 34: 225–244.

Błaszczak J.K., 1981. Wpływ paleoreliefu stropu białego spągowca na zmienność facjaliną serii złożowej w zagłębiu lubińskim. *Geologia Sudetica*, 16: 195–217.

Błaszczak J.K., Prymka W., 1973. Pierwsze stanowisko fauny w białym spągowcu na monoklinie przedsudeckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 17: 276–284.

Bogacz K., 1981. Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 50: 183–208.

Bornemann O., 1987. Die geologische Erkundung des Salzstocks Gorleben. *Kerntechnik*, 50: 138–142.

Bornemann O., Schramm M., Tomassi-Morawiec H., Czapowski G., Misiak M., Kolonko P., Janiow S., 2008. Wzorcowe profile bromowe cechsztyńskich soli kamiennych w Polsce i w Niemczech na przykładzie kopalni soli w Kłodawie i w Görleben. *Geologos*, 14: 73–90.

Bossowski A., 2007. Wyniki badań stratygraficznych i litostratygraficznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 113: 22–25.

Bossowski A., Ichnatowicz A., 1994. Paleogeography of the uppermost Carboniferous and lowermost Permian deposits in the NE part of the Intra-Sudetic Depression. *Geological Quarterly*, 38: 709–726.

Bossowski A., Ichnatowicz A., Mastalerz K., Kurowski L., Nowak G.J., 1995. Intra-Sudetic Depression. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 142–147.

Brauns C.M., Patzold T., Haack U., 2003. A Re-Os study bearing on the age of the Kupferschiefer black shale at Sangerhausen (Germany). *W: XV<sup>th</sup> International Congress of Carboniferous and Permian Stratigraphy*, Abstracts: 66.

Brehm U., Gąsiewicz A., Gerdes G., Krumbein W.E., 2002. Biolaminoid facies in a peritidal sabkha: Permian Platy Dolomite of northern Poland. *International Journal of Earth Science*, 91: 246–259.

Breitung C., Kennedy A., Geissler M., Ehling B.-C., Kopp J., Muszyński A., Protas A., Stouge S., 2007. Far Eastern Avalonia: Its chronostratigraphic structure revealed by SHRIMP zircon ages from Upper Carboniferous to Lower Permian volcanic rocks (drill cores from Germany, Poland and Denmark). *GSA Special Paper*, 423: 173–190.

Brongersma-Sanders M., 1971. Origin of major cyclicity of evaporites and bituminous rocks: an actualistic model. *Marine Geology*, 11: 123–144.

Buggisch W., Krainer K., Schaffhauser M., Joachimski M., Korte K., 2015. Late Carboniferous to late Permian carbon isotope stratigraphy: a new record from post-Variscan carbonates from the Southern Alps (Austria and Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 433: 174–190.

Bukowy S., Harańczyk C., Wala A., 1982. Budowa tektoniczna i mineralizacja paleozoiku południowo-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 103–132.

Buła Z., 2001. Litologia i stratygrafia klastycznych utworów karbonu i dolnego permu w profilu otworu Tarnawa 1. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 174: 61–66.

Buła Z., Kwarciński J., Habryn R., Sikora R., 2008. Mapa geologiczna odkryta po karbon na bloku Górnośląskim i Małopolskim; Mapa geologiczno-strukturalna stropu paleozoiku (bez permu) i prekambru. *W: Atlas geologiczno-strukturalny podłoża paleozoicznego Karpat zewnętrznych i zapadiska przedkarpackiego (red. Z. Buła, R. Habryn)*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Cameron T.D.J., 1993. Triassic, Permian and Pre-Permian of the Central and Northern North Sea. *W: Lithostratigraphic nomenclature of the UK North Sea (red. R.W.O'B. Knox, W.G. Cordey)*. British Geological Survey, Nottingham.

Chandij M., 1976. Geochemiczna regionalizacja jakościowa złóż soli w kopalniach kujawskich. *Prace Geologiczne*, 91.

Charysz W., 1973. Cechsztyńskie piętro soli młodszych (Z3) w rejonie kujawskim. *Prace Geologiczne*, 75.

Clark D.N., Tallbacka L., 1980. The Zechstein deposits of southern Denmark. *Contributions to Sedimentology*, 9: 205–231.

Cramer B.D., Jarvis I., 2020. Carbon Isotope Stratigraphy. *W: Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.)*, 1: 309–343.

Ćwiżewicz M., Szulc J., 1989. Warunki klimatyczne środowiska sedymentacji martwicy kamiowickiej. *Przegląd Geologiczny*, 37: 180–187.

Cymerman Z., 1991. Regionalna strefa ścinania we wschodniej części bloku przedsudeckiego. *Przegląd Geologiczny*, 39: 457–463.

Cymerman Z., 2004. Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block (Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego), 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Cymerman Z., Kiersnowski H., 2023. Paleozoiczny basen północnosudecki. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207: 43–44.

Czajor E., Wagner R., 1973. Typy genetyczne skał oraz mikrofacje i paleogeografia wapienia cechsztyńskiego (Ca 1) w strefie Koszalińska-Chojnic. *Kwartalnik Geologiczny*, 17: 471–486.

Czajor E., Wagner R., 1974. Perm. *Prace Instytutu Geologicznego*, 74: 107–122.

Czapowski G., 1983. Zagadnienia sedymentacji soli kamiennej cyklotemu PZ1 na wschodnim sklonie wyniesienia Leby. *Przegląd Geologiczny*, 31: 278–284.

Czapowski G., 1986. "Internal lamination" in the halite rocks. *Przegląd Geologiczny*, 34: 202–204.

Czapowski G., 1987. Sedimentary facies of the Oldest Rock Salt (Na1) of the Leba elevation (northern Poland). *Lecture Notes in Earth Sciences*, 10: 207–224.

Czapowski G., 1989a. Najstarsza sól kamienna. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 67: 184–186.

Czapowski G., 1989b. Środowiska sedymentacji soli kamiennych cyklotemem PZ2-PZ3 w synekliizie perybaltyckiej. *Przegląd Geologiczny*, 37: 209–212.

Czapowski G., 1990. Kontynentalne osady chlorkowe w górnym cechsztylinie Polski. *Przegląd Geologiczny*, 38: 370–374.

Czapowski G., 1993. Facies characteristics and distribution of the Zechstein (Upper Permian) salt deposits of PZ3 (Leine) cycle in Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 41: 229–237.

Czapowski G., 2023a. Charakterystyka i warunki depozycji rdzeniowanych utworów solnych cechsztynu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 136–138.

Czapowski G., 2023b. Charakterystyka i warunki depozycji rdzeniowanych utworów cyklotemu PZ4 cechsztynu w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 100–101.

Czapowski G., Tomassi-Morawiec H., 1985. Sedymentacja i geochemia najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej. *Przegląd Geologiczny*, 33: 663–670.

Czapowski G., Antonowicz L., Peryt T.M., 1990. Facies and palaeogeography of the Zechstein (Upper Permian) Older Halite (Na2) in Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 38: 45–55.

Czapowski G., Gąsiewicz A., Peryt T.M., 1991. The commencement of the PZ3 deposition in the Puck Bay region, northern Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*: 873–882.

Czapowski G., Peryt T.M., Antonowicz L., 1993. Facies and palaeogeography of the Zechstein (Upper Permian) Oldest Halite (Na1) in Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 41: 217–227.

Czapowski G., Sadowski A., Misiak G., Kolonko P., 2005. Możliwości niekonwencjonalnego wykorzystania walołów przyrodniczych i technicznych kopalni soli Kłodawa. *Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia*, 44 (4–5): 35–47.

Czapowski G., Chelmiński J., Malolepszy Z., Nowacki Ł., 2017. Rozwój sedymentacji utworów ewaporatowych cechsztynu na obszarze rowu mazursko-lubelskiego (SE Polska). *Przegląd Solny*, 13: 75–93.

Czapowski G., Nowacki Ł., Chelmiński J., Głuszynski A., Skowroński L., 2018. Ewaporaty górnego permu (cechsztynu) na obszarze centralnej części monokliny przedsudeckiej (SW Polska) – warunki występowania i wykształcenie. *Przegląd Solny*, 14: 29–53.

Czapowski G., Malolepszy Z., Szykaruk E., Chelmiński J., Nowacki Ł., 2021. Ewolucja górnopermskich (cechsztyńskich) basenów ewaporatowych

w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego (Zachodnia Polska). *Przegląd Solny*, 16: 163–167.

Czapowski G., Malolepszy Z., Szykaruk E., Chelmiński J., Nowacki N., Skowroński L., 2023. Paleofacje i paleomorfologia górnopermskich (cechsztyńskich) basenów ewaporatowych w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego (zachodnia Polska). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 208.

Czarnocki J., 1923. Cechsztyln w Górach Świętokrzyskich. *Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego*, 2: 151–191.

Czermiński J., Pajchlowa M. (red.), 1974. *Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski*. Wydaw. Geol., Warszawa.

Dadlez R., 1983. Podział tektoniczny i paleotektoniczny niecki pomorskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 27: 59–68.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998. *Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dahlgrün F., Seitz O., 1944. Die Bohrung Leba in Pommern. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 63: 82–94.

Dankina D., Spiridonov A., Raczynski P., Radzevičius S., 2021. Late Permian ichthyofauna from the North-Sudetic Basin, SW Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 66: s047–s057.

Dankina D., Spiridonov A., Raczynski P., Radzevičius S., Antczak M., 2023. The first Late Permian fish fossils from Leszczyna quarry in South-West Poland. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 114: 65–74.

Dathe E., 1904. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen, Bl. Rudolfswaldau. *Preussische Geologische Landesanstalt*, Berlin.

Deczkowski Z., 1977. Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kalisko-częstochowski). *Prace Instytutu Geologicznego*, 82.

Deczkowski Z., Gajewska I., 1974. Osady piaskowcowo-zlepieńcowe triasu dolnego w południowo-wschodniej części obszaru przedsudeckiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 18: 109–116.

Denison R.E., Peryt T.M., 2009. Strontium isotopes in the Zechstein anhydrites of Poland: evidence of varied meteoric contributions to marine brines. *Geological Quarterly*, 53: 159–166.

Dębski J., 1983. Zarys stratygrafii cechsztylnu we wschodniej części wyniesienia Leby. *Przegląd Geologiczny*, 31: 293–299.

Depowski S., 1972. Występowanie bituminów. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 251: 345–357.

Depowski S. (red.), 1978. *Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski*. Inst. Geol., Warszawa.

Doktorowicz-Hrebniński S., 1956. *Materiały do Mapy Geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:50 000 – Mapa bez utworów czwartorzędowych (55 arkuszy w skali 1:25 000 i 4 tablice objaśnień)*. Wydano na prawach rękopisu.

Doomenbal J.C., Stevenson A.G. (red.), 2010. *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*. EAGE Publications b.v., Houten.

Dybowa-Jachowicz S., 1981. The palynological assemblage from the Permian of Poland. *W: International Symposium on Central European Permian*, Proceedings: 456–489.

Dybowa-Jachowicz S., Chłopek K., 2003. Perm. *W: Palinologia (red. S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska)*: 120–133. Instytut Botaniki PAN, Kraków.

Dybowa-Jachowicz S., Filipiak P., 2001. Dolnopermski zespół miospor w profilu otworu Tarnawa 1. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 174: 81–86.

Dybowa-Jachowicz S., Laszko D., 1978. The characteristic of spore-pollen spectrum of the Permian-Triassic junction beds from the Góry Świętokrzyskie. *W: Symposium on Central European Permian*, Guide of Excursions, Part 2: 81–89.

Dybowa-Jachowicz S., Pokorski J., 1984. Stratygrafia karbonu i dolnego permu w otworze wiertniczym Strzeżewo 1. *Kwartalnik Geologiczny*, 28: 589–616.

Dyjaczynski K., Peryt T.M., 2014. Controls on basal Zechstein (Wuchiapingian) evaporite deposition in SW Poland. *Geological Quarterly*, 58: 475–492.

Dyjaczynski K., Wolny S., 1978. Rozwój facjalny i stratygrafia cechsztynu ze szczególnym uwzględnieniem poziomów węglanowych Z1 i Z2. *W: Przewodnik 50 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 133–149.

Dyjaczynski K., Mamczur S., Radecki S., 1997. Nowe perspektywy poszukiwań złóż gazu ziemnego w utworach wapienia cechsztyńskiego na monoklinie przedsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 45: 1248–1256.

Dyjaczynski K., Górski M., Mamczur S., Peryt T.M., 2001. Reefs in the basal facies of the Zechstein Limestone (Upper Permian) of Western Poland. *Journal of Petroleum Geology*, 24: 265–285.

Dziedzic K., 1959. Porównanie utworów czerwonego spągowca okolic Nowej Rudy i Świerzawy. *Kwartalnik Geologiczny*, 3: 831–845.

Dziedzic K., 1961. Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. *Studia Geologica Polonica*, 6: 1–121.

Dziedzic K., Teisseyre A.K., 1990. The Hercynian molasses and younger deposits in the Intra-Sudetic Depression, SW Poland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 179: 285–305.

Eisentraut O., 1939. *Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte*. Archiv für Lagerstättenforschung der Preussischen Geologischen Landesanstalt, Heft 71.

Fheed A., 2019. The impact of fossils on diagenetically controlled reservoir quality: The Zechstein Bronski Reef (Upper Permian, W Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 89: 47–81.

Fheed A., Świerczewska A., Krzyżak A., 2015. The isolated Wuchiapingian (Zechstein) Wielichowo Reef and its sedimentary and diagenetic evolution, SW Poland. *Geological Quarterly*, 59: 762–780.

Fheed A., Świerczewska A., Strzelecki P.J., Radzik-Hotłós N., Gebus-Czupyt B., 2022. Influence of substrate morphology on reef diagenesis: Examples

- from the Zechstein Limestone formation (SE Wolsztyn Ridge, W Poland). *Marine and Petroleum Geology*, 136, 105442.
- Fijałkowska A., 1995a. Palynostratigraphy of the Zechstein in the North Sudetic Trough. *Geological Quarterly*, 39: 207–228.
- Fijałkowska A., 1995b. Correlation of the Zechstein microflora from Southern Poland. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 157 (1): 230–234.
- Fijałkowska A., 2006. Badania palinostratigraficzne osadów permu, triasu i jury. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 111: 59–62.
- Fijałkowska A., Peryt T.M., 1995. Cykl PZ2 w cechszynie niecki północno-sudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 43: 31–34.
- Fijałkowska-Mader A., 1997. Correlation of the Zechstein microflora from southern Poland. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 157: 229–235.
- Fijałkowska-Mader A., Durkowski K., Sokalski D., 2018. Palynological and lithofacial implications for Zechstein stratigraphy in the marginal part of the North-Sudetic Synclinorium (Lower Silesia, southwestern Poland). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 169: 495–515.
- Friedberg W., 1921. Kopalnia soli w Wapnie koło Kcyni. *Kosmos*, 46: 209–221.
- Gaitzsch B., 1995. Grüneberg-Formation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 183: 102–106.
- García-Veigas J., Cendón D.I., Pueyo J.J., Peryt T.M., 2011. Zechstein saline brines in Poland, evidence of overturned anoxic ocean during the Late Permian mass extinction event. *Chemical Geology*, 290: 189–201.
- Garlicki A., 1991. On some root structures of Zechstein salt deposits in Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I: 1211–1222.
- Gast R., 1995. Sequenzstratigraphie. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 183: 47–54.
- Gast R., Duser M., Breitkreuz Ch., Gaupp R., Schneider J.W., Stemmerik L., Geluk M., Geissler M., Kiersnowski H., Glennie K., Kabel S., Jones N., 2010. *Rotliegend. W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 101–122. EAGE Publications b.v., Houten.
- Gąsiewicz A., 1985. Krawędź platformy węglanowej dolomitu płytowego na wyniesieniu Łęby. *Przegląd Geologiczny*, 33: 211–216.
- Gąsiewicz A., 1988. O dolomitach płytowym w okolicy Jamna. *Przegląd Geologiczny*, 36: 240–241.
- Gąsiewicz A., 1990. Rozwój sedymentacji cechsztyńskiego dolomitu płytowego (Ca3) w rejonie Zatoki Puckiej. *Przegląd Geologiczny*, 38: 187–195.
- Gąsiewicz A., 2010. Platy Dolomite (Ca3) carbonate platform in northern Poland. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 145–146. EAGE Publications b.v., Houten.
- Gąsiewicz A., 2013. Climatic control on the Late Permian Main Dolomite (Ca2) deposition in northern margin of the Southern Permian Basin and implications to its internal cyclicity. *Geological Society Special Publications*, 376: 475–521.
- Gąsiewicz A., Kiersnowski H., 1986. Lower Permian freshwater biocoenosis in Laskowice Olawskie-Lipowa Trough (SW Poland). *Przegląd Geologiczny*, 34: 197–201, 232–233.
- Gąsiewicz A., Peryt T.M., 1989a. Dolomit płytowy w rejonie Zatoki Puckiej: litologia i paleogeografia. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 363: 41–68.
- Gąsiewicz A., Peryt T.M., 1989b. O sedymentacji cechsztyńskiego dolomitu płytowego w brzeżnej, południowej części syneklizy perybaltyckiej. *Przegląd Geologiczny*, 37: 193–199.
- Gąsiewicz A., Peryt T.M., 1994. Biolaminites at the Zechstein (Upper Permian) Platy Dolomite (Ca3)-Main Anhydrite (A3) boundary: implications for evolution of an evaporite basin. *Beiträge zur Paläontologie*, 19: 91–101.
- Gąsiewicz A., Gerdes G., Krumben W.E., 1987. The peritidal sabkha type stromatolites of the Platy Dolomite (Ca3) of the Leba Elevation (North Poland). *Lecture Notes in Earth Sciences*, 10: 253–272.
- Gąsiewicz A., Peryt T.M., Rup M., 1991. Stromatolites in the Zechstein of the southern Holy Cross Mts (Central Poland). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I: 853–865.
- Gebhardt U., Schneider J., Hoffmann N., 1991. Modelle zur Stratigraphie und Beckenentwicklung im Rotliegenden der Norddeutschen Senke. *Geologisches Jahrbuch*, A 127: 405–427.
- Geinitz H.B., 1861–1862. *Dyas oder die Zechsteinformation und das Rothliegende* (Permische Formation zum Theil). *Engelmann, Leipzig*.
- Geissler M., Breitkreuz C., Kiersnowski H., 2004. Pyroclastic volcanism in the initial phase of the CEBS development. *Terra Nostra*, (05): 4–5.
- Geissler M., Breitkreuz C., Kiersnowski H., 2008. Late Paleozoic volcanism in the central part of the Southern Permian Basin (NE Germany, W Poland): facies distribution and volcano-topographic hiatus. *International Journal of Earth Sciences*, 97: 973–989.
- Geluk M., 2005. Stratigraphy and tectonics of Permo-Triassic basins in the Netherlands and surrounding areas. *Utrecht University Repository (Dissertation)*.
- Geluk M.C., Van Wees J.D., Gronloh H., Van Adrichem Boogaert H.A., 1997. Palaeogeography and palaeotectonics of the Zechstein (Upper Permian) in the Netherlands. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 157 (2): 63–75.
- Gibson M.E., 2020. Palaeoecology and Palaeoenvironments of the Late Permian Zechstein Sea and its Hinterlands. [https://etheses.whiterose.ac.uk/28623/1/Martha%20Gibson\\_Thesis.pdf](https://etheses.whiterose.ac.uk/28623/1/Martha%20Gibson_Thesis.pdf)
- Gibson M.E., Bodman D.J., 2021. Evaporite palynology: a case study of the Permian (Lopingian) Zechstein Sea. *Journal of the Geological Society*, 178, 174.
- Glennie K.W., Buller A.T., 1983. The Permian Weisssiegend of NW Europe: the partial deformation of eolian sands caused by the Zechstein transgression. *Sedimentary Geology*, 35: 43–81.
- Głazek J., Kutek J., 1976. Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. *W: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 15–54.
- Głazek J., Romanek A., 1978. *Jaworzna. W: Symposium on Central European Permian, Guide of Excursions, Part 2*: 41–49.
- Głowacki E., 1986. Uwagi dotyczące dolomitu głównego i jego znaczenie dla poszukiwań naftowych w rejonie Poznania. *Nafta*, 11: 304–309.
- Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous-Early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the NE margin of the Bohemian Massif (SW Poland and northern Czechia). *Solid Earth*, 13: 1219–1242.
- Górecka T., 1969. Pozycja stratygraficzna serii z otworu wiertniczego w Rybnie na Dolnym Śląsku. *Przegląd Geologiczny*, 17: 431–433.
- Górecka T., 1970. Wyniki badań mikroflorystycznych permio-karbonu między Jaworem a Lubaniem. *Kwartalnik Geologiczny*, 14: 52–64.
- Górecka-Nowak A., 2023. Palinostratigrafia skał karbonu i permu (czerwony spągowiec). *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 165: 153–154.
- Górski M., Gierszewska D., Król E., Urbańska H., Wilk W., 2000. Interpretacja litofacjalna danych sejsmiki 3D kluczem do sukcesu w detekcji ciał rafowych w poziomie wapienia cechsztyńskiego w basenie permskim (na przykładzie rafy Kościan). *Przegląd Geologiczny*, 48: 137–150.
- Gradziński R., 1982. Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Upper Silesian Basin Upper Carboniferous Lower Permian. *Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Akademie der Wissenschaften der DDR*, 66: 225–237.
- Grocholski A., 1973. Problemy geologiczne wschodniej części bloku przedsudeckiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 17: 615–616.
- Grocholski A., 1974. Problemy stratygrafii silesu w Dolnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Kwartalnik Geologiczny*, 18: 63–79.
- Grotek I., Szymkowiak A., 1986. Substancja organiczna w osadach czerwonego spągowca rowu Laskowice Olawskich-Lipowej. *Przegląd Geologiczny*, 34: 217–218.
- Gunia T., 1962. Cechsztyńskie synkliny leszczyńskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 173: 57–114.
- Hanczke T., 1969. Mineralogia i petrografia soli cechsztyńskich kopalni Kłodawa. *Prace Muzeum Ziemi*, 16: 3–52.
- Gurari P., 1975. Niektóre właściwości budowy i ropo-gazonośności osadów permskich płyty środkowoeuropejskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 19: 159–180.
- Habryn R., Krieger W., Kurek S., Markowiak M., Woźniak P., 2002. Mapa geologiczno-strukturalna stropu paleozoiku bez permu. A. Rzeźba powierzchni paleozoiku bez permu. B. Występowanie utworów nadkładu na powierzchni paleozoiku. *W: Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego* (red. Z. Bula i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Hanczke T., 1969. Mineralogia i petrografia soli cechsztyńskich kopalni Kłodawa. *Prace Muzeum Ziemi*, 16: 3–52.
- Hartkopf-Fröder C., Heinisch C., 2020. Palynologie und Palynostratigraphie des Zechsteins. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 89: 93–114.
- Helmuth H.-J., Sussmuth S., 1993. Die lithostratigraphische Gliederung des jüngeren Oberrotliegenden (Oberrotliegendes II) in Nordostdeutschland. *Geologisches Jahrbuch*, A 131: 31–55.
- Henderson C.M., Mei S., 2000. Preliminary cool water Permian conodont zonation in North Pangea: a review. *Permophiles*, 36: 16–23.
- Hirschmann G., Hoth K., Kleber F., 1975. Die lithostratigraphische Gliederung des Oberkarbons im Bereich der Inseln Rügen und Hiddensee. *Zeitschrift der geologische Wissenschaften*, 3: 985–996.
- Hoffmann N., Pokorski J., Lindert W., Bachmann G.H., 1997. Rotliegend stratigraphy, palaeogeography and facies in the eastern part of the Central European Basin. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 157 (2): 75–86.
- Hounslow M., Balabanov Y.P., 2018. A geomagnetic polarity timescale for the Permian, calibrated to stage boundaries. *Geological Society Special Publications*, 450: 61–103.
- Jackowicz E., 1983. Wyniki badań petrograficznych i geochemicznych. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 57: 60–77.
- Jackowicz E., 1990. Opracowanie petrograficzne skał wulkanicznych z otworu wiertniczego Strzelce Krajeńskie PIG 1. *CAG, Warszawa* [nr inw. 132525].
- Jackowicz E., 1994. Permskie skały wulkanoklastyczne północnej części monokliny przedsudeckiej. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 145.
- Jankowski G., Jung W., 1962. Zum Zechsteinkalk (Ca1) im Bereich der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde. *Geologie*, 11: 943–953.
- Jarosz J., Zaleska M., 1977. Piaskowiec anhydritowy w złożu rud miedzi Rudna. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 12: 664–668.
- Jarosz J., Zaleska-Kuczmierzczak M., 1980. Nowy profil serii złożowej w kopalni rud miedzi Rudna. *Przegląd Geologiczny*, 28: 113–114.
- Jasieńko S., Pilawa A., 1977. Dolnośląskie Zagłębie Węglowe. Geneza właściwości i struktura węgla kamiennych. *Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej*, 29.
- Jaworowski K., Mikołajewski Z., 2007. Oil- and gas-bearing sediments of the Main Dolomite (Ca2) in the Międzychód region: a depositional model and the problem of the boundary between the second and third depositional sequences in the Polish Zechstein Basin. *Przegląd Geologiczny*, 55: 1017–1024.
- Jentsch A., 1913. *Der vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Abhandlungen der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt*, N. F., Heft 72: 1–48.
- Jerzykiewicz J., 1973. Wstępne wyniki badań mikroflorystycznych nad pozycją stratygraficzną łupków antrakozjowych (depresja śródsudecka). *Kwartalnik Geologiczny*, 17: 285–292.
- Jerzykiewicz J., 1975. Zespoły sporowo-pyłkowe z pogranicza karbonu i permu okolic Okrzeszyna. *Kwartalnik Geologiczny*, 19: 559–567.
- Jerzykiewicz J., 1981. Stratygrafia utworów dolnopermskich depresji śródsudeckiej w świetle badań miosporowych. *CAG, Warszawa* [nr inw. DS/293].
- Jerzykiewicz J., 1987. Late Carboniferous (Stephanian) and Early Permian (Autunian) palynological assemblages from the Intrasudetic Basin, South-western Poland. *Palynology*, 11: 117–131.
- Jerzykiewicz T.P., Mroczkowski J., Teisseyre A.K., 1976. Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. *Geologia Sudetica*, 11: 57–89.
- Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2020. The Permian-Triassic boundary in continental sedimentary succession at the SE margin of the Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). *Geological Magazine*, 157: 1767–1780.
- Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2021. Sedimentary and pedogenic record of seasonal humidity during the Permian-Triassic transition on the SE margin of Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 564, 110154.
- Jewuła K., Trela W., Wasilkowa N., Archer S.G., 2023. Palustrine limestones and calcrites as the sedimentary record of palaeoenvironmental changes in a Late Permian semi-arid climate at the SE periphery of the Southern Permian Basin (the Holy Cross Mountains, Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 614, 111398.
- Johnson H., Warrington G., Stoker S.J., 1994. Permian and Triassic of the Southern North Sea. *W: Lithostratigraphic nomenclature of the North Sea* (red. R.W.O.B. Knox, W.G. Cordey). *British Geological Survey, Nottingham*.
- Jordan H., 1969. *Zur Biostratigraphie und Fazies des Zechsteins in Germanischen Becken, unter besonderer Berücksichtigung des Thüringer Beckens. Freiburger Forschungshäfte*, C 245: 27–45.
- Jura D., 2001. Podpermska powierzchnia niezgodności. *Prace Naukowe UŚ w Katowicach*, 1952: 54–66.
- Jurkiewicz H., 1991. Perm. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 74: 23–24.
- Juskowiak M., Pokorski J., 1970. Osady permu dolnego w syneklizie perybaltyckiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 224: 377–409.
- Kaczmarek W., 2006. Zróżnicowanie mineralizacji miedziowej a wykształcenie litologiczne białego spągowca w kopalniach LGOM. *CAG, Warszawa* [nr inw. 6843].
- Kaczmarek W., Twardowski M., Wasilewska-Błaszczuk M., 2017. Praktyczne aspekty modelowania litologicznych typów rud w złożach Cu-Ag LGOM (Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 468: 209–226.
- Käding K.-C., 2000. Die Aller-, Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge (vormals Bröckeschiefer-Folge). *Kali und Steinsalz*, 13: 86–96.
- Käding K.-C., 2003. Bromprofile aus dem Zechstein 4 und 5 – ein Beitrag zur Stratigraphie der Aller- und Ohre-Folge. *Kali und Steinsalz*, 16: 6–17.
- Käding K.-C., 2005. Bromprofile aus dem Zechstein – ein Beitrag zur Zyklostratigraphie. *Kali und Steinsalz*, 18: 30–42.
- Kadunas V., 2001. Lietuvos permio halogeninė formacija (litologija, geochemija, naudingosios iškasenos). *Geologijos institutas (Vilnius)*.
- Kampschulte A., Strauss H., 2004. The sulfur isotopic evolution of Phanerozoic sea water based on the analysis of structurally substituted sulfate in carbonates. *Chemical Geology*, 204: 255–286.
- Karnkowski P., 1993. Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce, T. 1. *Niż Polski*. *Wydaw. Geos, Kraków*.
- Karnkowski P.H., 1977. Analiza facjalna utworów czerwonego spągowca w północnej części monokliny przedsudeckiej (rejon Poznań-Śrem). *Acta Geologica Polonica*, 27: 481–495.
- Karnkowski P.H., 1981. Obecny podział litostratygraficzny czerwonego spągowca w Polsce i propozycje jego sformalizowania. *Kwartalnik Geologiczny*, 25: 59–66.
- Karnkowski P.H., 1986a. Jednostki allostratygraficzne – propozycja nowych wydziałów formalnych w polskiej klasyfikacji stratygraficznej. *Przegląd Geologiczny*, 34: 255–257.
- Karnkowski P.H., 1986b. Charakter transgresji morza cechsztyńskiego a geneza osadów białego spągowca na obszarze Wielkopolski (monoklina przedsudecka). *Geologia Sudetica*, 21 (2): 101–122.
- Karnkowski P.H., 1987a. Allostratygrafia a litostratygrafia czerwonego spągowca w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 43–56.
- Karnkowski P.H., 1987b. Analiza facjalna podgrupy wielkopolskiej (górnicy czerwony spągowiec) w północnej części monokliny przedsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 35: 187–192.
- Karnkowski P.H., 1991. Zagadnienie ruchów tektonicznych w czerwonym spągowcu. *Przegląd Geologiczny* 39: 352–356.
- Karnkowski P.H., 1992. Implikacje, komplikacje i aplikacje wynikające z rozwoju poglądów na litostratygrafię i cykliczność sedymentacji permu w rejonie śląsko-krakowskim. *Przegląd Geologiczny*, 40: 473–478.
- Karnkowski P.H., 1994. Rotliegend lithostratigraphy in the central part of the Polish Permian Basin. *Geological Quarterly*, 38: 27–42.
- Karnkowski P.H., 1999a. Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. *Polish Geological Institute Special Papers*, 3.
- Karnkowski P.H., 1999b. Stratygrafia czerwonego spągowca w basenie polskim w świetle dotychczasowych opracowań stratygraficznych w permskich basenach zachodnioeuropejskich. *Przegląd Geologiczny*, 47: 472–474.
- Karnkowski P.H., 1999c. Stratygrafia sekwencji czerwonego spągowca w basenie polskim: relacje między tektoniką a klimatem. *Przegląd Geologiczny*, 47: 473–475.
- Karnkowski P.H., 2024. Development of a non-perennial to ephemeral fluvial system in continental fault-bounded basin – an example from the early Permian Krajanów Formation of the Intra-Sudetic Basin (NE Bohemian Massif) – discussion. *Geological Quarterly*, 68, 24.
- Karwowski L., 1985. Analiza mikrofacjalna węglanowych utworów cechsztynu w strefie Koszalin-Chojnice. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 55: 423–472.
- Kasprzyk A., 1992. Charakterystyka litofacjalna poziomów anhydritowych cechsztynu perykliny Żar. *Przegląd Geologiczny*, 40: 233–241.
- Kasprzyk A., 1995. Zechstein anhydrites NW of the Holy Cross Mts (Upper Permian, central Poland): facies and palaeogeography. *Geological Quarterly*, 39: 489–512.
- Kemp S.J., Rushton J.C., Horstwood M.S.A., Nénert G., 2018. Kallistronite, its occurrence, structure, genesis, and significance for the evolution of potash deposits in North Yorkshire, U.K. *American Mineralogist*, 103: 1136–1150.
- Kendall A.C., 2010. Marine evaporites. *Geological Association of Canada, GeoText*, 6: 503–537.
- Kiersnowski H., 1983. Rozwój sedymentacji utworów klastycznych późnego paleozoiku w okolicach Brzegu. *Przegląd Geologiczny*, 31: 475–479.
- Kiersnowski H., 1991. Litostratygrafia permu północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego – nowa propozycja. *Przegląd Geologiczny*, 39: 198–203.
- Kiersnowski H., 1995. Geneza i rozwój późnopalaeozoicznego wschodniego basenu przedsudeckiego. *W: Materiały Sesji 66 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 19–35.
- Kiersnowski H., 1997. Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. *Geological Quarterly*, 41: 433–456.
- Kiersnowski H., 1998. Architektura depozycyjna basenu czerwonego spągowca w Polsce. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 165: 113–128.
- Kiersnowski H., 2001a. Osady permio-triasu w basenie Liplas-Tarnawa. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 174: 87–100.
- Kiersnowski H., 2001b. *Ichnofauna. W: Budowa geologiczna Polski: Tom III, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Część 1c – z. 3, Młodszy paleozoik, Perm* (red. M. Pajchlowa, R. Wagner): 89–95. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kiersnowski H., 2008. Digger Arthropoda (proto-Hymenoptera?) ichnofossils from the Upper Permian – Rotliegend desert sedimentary environment, western Poland. *W: The Second International Congress on Ichology, Abstract Book and the intra-Congress field trip Guidebook* (red. A. Uchman): 59. Państw. Inst. Geol.
- Kiersnowski H., 2009. Perm. Czerwony spągowiec. *W: Suplement do Tabeli stratygraficznej Polski* (red. R. Wagner): 59–70. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kiersnowski H., 2013. Late Permian aeolian sand seas from the Polish Upper Rotliegend Basin in the context of palaeoclimatic periodicity. *Geological Society Special Publications*, 376: 431–456.
- Kiersnowski H., 2015. Charakterystyka sedymentologiczna utworów czerwonego spągowca. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 146: 47–59.
- Kiersnowski H., 2018. Early Permian terrestrial trace fossils from the Lower Rotliegend of SW Poland. *W: 19th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference & 11th MIKRO 2018 Workshop, Folia Special Volume, Abstract Book*: 38–39.
- Kiersnowski H., 2023a. Baseny permskie: Wschodni basen przedsudecki, Basen Zielona Góra-Borzęcin, Basen Pniewy-Książ Wielkopolski, Basen Sławkowa, Basen Liplas-Tarnawa, Centralny basen czerwonego spągowca górny, Basen podlaski, Basen śląski, Basen warmiński. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207: 49–59.
- Kiersnowski H., 2023b. Czerwony spągowiec w otworze wiertniczym Czaplonek IG 1. Nowa formalna jednostka litostratygraficzna „ogniwo zlepieńców z Czaplonek”. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 166: 77–78.
- Kiersnowski H., Buniak A., 2006. Evolution of the Rotliegend Basin of north-western Poland. *Geological Quarterly*, 50: 119–138.
- Kiersnowski H., Buniak A., 2016. Sand sheets interaction with aeolian dune, alluvial and marginal playa beds in Late Permian Upper Rotliegend setting (western part of the Poznań Basin, Poland). *Geological Quarterly*, 60: 771–800.
- Kiersnowski H., Maliszewska A., 1985. Grubookruchowe osady czerwonego spągowca w rejonie siewiersko-olkuskim w świetle nowych badań. *Przegląd Geologiczny*, 33: 181–192.
- Kiersnowski H., Petecki Z., 2017. Budowa geologiczna podcechsztyńskiego podłoża Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM) i jego otoczenia: Spojrzenie krytyczne. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 468: 175–198.
- Kiersnowski H., Pokorski J., 2019. Czerwony spągowiec. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 157: 128–131.
- Kiersnowski H., Waśkiewicz K., 2023. Czerwony spągowiec. *Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 165: 81–99.
- Kiersnowski H., Paul J., Peryt T.M., Smith D.B., 1995. Facies, paleogeography and sedimentary history of the Southern Permian Basin in Europe. *W: The Permian of Northern Pangea* (red. P.A. Scholle i in.): 2: 119–136. Springer, Berlin.
- Kiersnowski H., Maliszewska A., Jackowicz E., 2004. Advances in Rotliegend rocks: stratigraphy, palaeogeography and petrology within the Brandenburg-Wolsztyn High and its vicinity (Western Poland Variscan Externides). *W: Workshop and IGCP 469 Central European Meeting "Freiberg 2004"*: 20–21.

## Literatura

- Kiersnowski H., Peryt T.M., Buniak A., Mikołajewski Z., 2010. From the intra-desert ridges to the marine carbonate island chain: middle to late Permian (Upper Rotliegend–Lower Zechstein) of the Wolsztyn–Pogorzela high, west Poland. *Geological Journal*, 44: 319–335.
- Kiersnowski H., Peryt T., Jasionowski M., Skowroński L., 2017. Profile stratygraficzno-litologiczne sukcesji permskich w Polsce. *W: Atlas Geologiczny Polski*. Perm 1:5 000 000 (red. J. Nawrocki, A. Becker): 68–69. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Kiersnowski H., Kowalski A., Ploch I., Paweł Raczynski P., 2021. Early Permian ichnofossils assemblage from Bieganów quarry and surrounding localities, Stupiec Fm – Intrasudetic Basin. *W: 35th IAS Meeting of Sedimentology Prague, Czech Republic 21–25 June 2021. Book of Abstracts* (red. O. Bábek, S. Vadrážková): 235.
- Kijewski P., Salski W., 1978. Cechsztyńska sól kamienna cyklotemu Z1 w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Geologia Sudetica*, 13: 97–134.
- Kłapciński J., 1964. Stratygrafia cechsztynu okolic Lubina, Sieroszowic i Wschowy. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 34: 65–93.
- Kłapciński J., 1966a. Stratygrafia anhydrytów Werra w rejonie Lubina i Sieroszowic (monoklina przedsudecka). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36: 65–78.
- Kłapciński J., 1966b. Stratygrafia anhydrytów Leine w okolicach Lubina i Sieroszowic (monoklina przedsudecka). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36: 315–321.
- Kłapciński J., 1969. Stratygrafia anhydrytów Stassfurt w okolicach Lubina i Sieroszowic. *Kwartalnik Geologiczny*, 11: 303–312.
- Kłapciński J., 1971. Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geologia Sudetica*, 5: 77–136.
- Kłapciński J., 1991. Zechstein anhydrites in western Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*: 1171–1188.
- Kopp J.C., 2020. *Der Zechstein Südbrennburgs. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 89: 435–450.
- Korte C., Jasper T., Kozur H.W., Veizer J., 2006. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr record of Permian seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 89–107.
- Kosakowski P., Krajewski M., 2014. Hydrocarbon potential of the Zechstein Main Dolomite in the western part of the Wielkopolska platform, SW Poland: new sedimentological and geochemical data. *Marine and Petroleum Geology*, 49: 99–120.
- Kosakowski P., Krajewski M., 2015. Hydrocarbon potential of the Zechstein Main Dolomite (Upper Permian) in western Poland: Relation to organic matter and facies characteristics. *Marine and Petroleum Geology*, 68: 675–694.
- Kosmahl W., 1967. Grauer Salzton und Hauptanhydrit des Zechsteins in Nordwestdeutschland. *Geologische Jahrbuch*, 84: 367–406.
- Kosmahl W., 1969. Zur Stratigraphie, Petrographie, Genese und Sedimentation des Gebänderten Anhydrits (Zechstein 2), Grauen Salztons und Hauptanhydrits (Zechstein 3) in Nordwestdeutschland. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 71: 1–129.
- Kostecka A., 1962. Charakterystyka zlepieńców cechsztyńskich synkliny gałęzicko-bolechowskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 6: 416–435.
- Kostecka A., 1966. Litologia i sedymentacja cechsztynu synkliny gałęzicko-bolechowskiej. *Prace Geologiczne*, 38.
- Kotarba M., Wagner R., 2007. Generation potential of the Zechstein Main Dolomite (Ca<sub>2</sub>) carbonates in the Gorzów Wielkopolski-Międzychód-Lubiatów area: geological and geochemical approach to microbial-algal source rock. *Przeegląd Geologiczny*, 55: 1025–1036.
- Kotas A., 1982. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 45–72.
- Kovalevych V.M., Peryt T.M., Shanina S.N., Wieleclaw D., Lytvyniuk S.F., 2008. Geochemical aureoles around oil and gas accumulations in the Zechstein (Upper Permian) of Poland: analysis of fluid inclusions in halite and bitumens in salt. *Journal of Petroleum Geology*, 31: 245–262.
- Kowalczewski Z., Rup M., 1989. Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 362: 5–39.
- Kowalski A., 2017. Fault geometry and evidence of depocentre migration within a transensional intra-basinal high – a case study from the Łączna Anticline (Intrasudetic Synclinorium, SW Poland) *Geological Quarterly*, 61: 779–794.
- Kowalski A., Furca M., 2023. Development of a non-perennial to ephemeral fluvial system in continental fault-bounded basin – an example from the early Permian Krajanów Formation of the Intra-Sudetic Basin (NE Bohemian Massif). *Geological Quarterly*, 67, 31.
- Kowalski A., Furca M., 2024. Development of a non-perennial to ephemeral fluvial system in continental fault-bounded basin – an example from the early Permian Krajanów Formation of the Intra-Sudetic Basin (NE Bohemian Massif) – reply. *Geological Quarterly*, 68, 28.
- Kowalski A., Dąbek-Głowacka J., Nowak G.J., Górecka-Nowak A., Wyrwalska U., Furca M., Wójcik-Tabol P., 2025. Evolution of a Late Carboniferous Fluvio-Lacustrine System in an Endorheic Basin: Multiproxy Insights from the Ludwikowice Formation, Intra-Sudetic Basin (SW Poland, NE Bohemian Massif). *Minerals*, 15, 1077.
- Kozłowski S., 1963. Geologia wulkanitów permskich w centralnej części niecki śródsudeckiej (Dolny Śląsk). *Prace Geologiczne*, 14.
- Kozłowski S., 1968. Magmatyzm permski. Sudety i przegórze Sudetów. Perm. Perm dolny (czerwony spągowiec). *W: Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 1, Prekambr i paleozoik* (red. S. Sokolowski): 558–567. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Kozłowski S., Parachoniak W., 1967. Wulkanizm permski w depresji północnosudeckiej. *Prace Muzeum Ziemi*, 11: 191–222.
- Kozur H., 1994. The correlation of the Zechstein with the marine standard. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 137: 85–103.

## Literatura

- Maliszewska A., 1984. Opracowanie petrograficzne osadów czerwonego spągowca w otworze Bolesław 1 (NE część obrzeżenia GZW). *CAG, Warszawa* [nr inw. 33221 kat. 4729/789].
- Maliszewska A., Pokorski J., 1978. Piroklastyczne skały ognia obrzyckiego autunu w zachodniej części Niżu Polskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 511–532.
- Maliszewska A., Jackowicz E., Kiersnowski H., 1989. Pozycja litostratygraficzna utworów ognia obrzyckiego na tle kompleksu erupcyjnego wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej. *CAG, Warszawa* [nr inw. 165/2000].
- Maliszewska A., Kiersnowski H., Jackowicz E., 2003. Wulkanoklastyczne osady czerwonego spągowca dolnego na obszarze Wielkopolski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 179.
- Maliszewska A., Jackowicz E., Kuberska M., Kiersnowski H., 2016. Skały permu dolnego (czerwonego spągowca) zachodniej Polski – monografia petrograficzna. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 202.
- Marcinowski R., 2004. Słownik jednostek litostratygraficznych Polski: prekambry i paleozoik. Tom I: jednostki formalne prekambry i paleozoiku, Tom II: jednostki nieformalne prekambry i paleozoiku; <https://stratygrafia.pgi.gov.pl/Home/Sjlp> [dostęp: 23.10.2025].
- Marcou M.J., 1859. Dyas et Trias ou le Nouveau Grès Rouge dans l'Europe, dans l'Amérique du Nord et dans l'Inde. *Archives des Sciences de la Bibliothèque Universelle*. Rambosz et Schuchardt, Genève.
- Markowiak M., 2015. Charakterystyka mineralizacji kruszcowej na tle przeobrażeń termiczno-metasomatycznych skał w rejonie Żarek-Kotowic. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 203.
- Martinek K., Dostál O., Drábková J., Jelínek F., Mikuláš R., Nehyba S., Šimůnek Z., Štamberg S., Zajíc J., 2004. Paleoenvironmental changes and the Late Variscan development of the eastern Bohemian Massif: sedimentary and paleontological record of the Boskovice Basin. Final report of the research project GAUK 227/2001/B-GEOP/Prf. Charles University, Prague.
- Mastalerz K., 1988. Development of lacustrine facies: an example from the Lower Permian Anthracosia Shale, North Sudetic Basin. *W: Rotliegendes Lacustrine Basins – Workshop, Guidebook*: 19–31.
- Mastalerz K., 1990. Lacustrine succession in fault-bounded basins: 1. Upper Anthracosia Shale (Lower Permian) of the North Sudetic Basin, SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 60: 75–106.
- Mastalerz K., 1994. Anthracosia Shale (Lower Permian), North-Sudetic Basin, Poland. *W: Global Geological Record of Lacustrine Basins – 1* (red. E. Gierlowski, K. Kelts): 97–100. Cambridge Univ. Press.
- Mastalerz K., Nehyba S., 1997. Comparison of Rotliegendes lacustrine depositional sequences from the Intrasudetic, North-Sudetic and Boskovice basins; Central Europe. *Geologica Sudetica*, 30: 21–57.
- Mastalerz K., Raczynski P., 1993a. Litostratygrafia i ewolucja basenu północnosudeckiego w karbonie i permie. *W: Przewodnik 2 Krajowego Spotkania Sedymentologów*: 90–97.
- Mastalerz K., Raczynski P., 1993b. Korelacja i biostratygrafia permskich osadów jeziornych w Sudetach. *W: Polskie Towarzystwo Geologiczne Oddział Poznański, Streszczenia Referatów*, 11: 86–88.
- Mastalerz K., Wojewoda J., 1988. Rotliegendes sedimentary basins in the Sudetes, Central Europe. *W: Rotliegendes Lacustrine Basins – Workshop, Guidebook*: 1–9.
- Mastalerz K., Kurowski L., Wojewoda J., 1993. Litostratygrafia i ewolucja basenu śródsudeckiego w karbonie i permie. *W: Przewodnik 2 Krajowego Spotkania Sedymentologów*: 65–73.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Gałaga Ł., Krzywiec P., Żaba J., Gaidzik K., Sikora R., 2020. Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinal bending at the SW outskirts of Baltica: case of the Variscan belt's eastern end in Poland. *International Journal of Earth Sciences*, 109: 1133–1160.
- McArthur J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R., 2001. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *Journal of Geology*, 109: 155–170.
- McCann T. (red.), 2008. *The Geology of Central Europe*. The Geological Society of London, London.
- McCann T., Kiersnowski H. (coordinators), Krainer K., Vozárová A., Peryt T.M., Oplustil S., Stollhofen H., Schneider J., Wetzel A., Boulvain F., Dusař M., Tórk A., Haas J., Tait J., Körner F., 2008. Permian. *W: The Geology of Central Europe* (red. T. McCann), 1: 531–597. The Geological Society of London, London.
- Mei S.L., Henderson C.M., 2001. Evolution of Permian conodont provincialism and its significance in global correlation and paleoclimate implication. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170: 237–260.
- Menning M., 1995a. A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis. *W: The Permian of Northern Pangea* (red. P.A. Scholle i in.), 1: 77–97. Springer, Berlin.
- Menning M., 1995b. Magnetostratigraphie. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 183: 40–45.
- Menning M., 2001. A Permian Time Scale 2000 and correlation of marine and continental sequences using the Illawarra Reversal (265 Ma). *Natura Bresciana*, 25: 355–362.
- Menning M., Katzung G., Lütznert H., 1988. Magnetostratigraphic Investigations in the Rotliegendes (300–252 Ma) of Central Europe. *Zeitschrift der Geologischen Wissenschaften*, 16: 1045–1063.
- Menning M., Alekseev A.S., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Devuyt F.-X., Forke H.C., Grunt T.A., Hance L., Heckel P.H., Izokh N.G., Jin Y.-G., Jones P.J., Kotlyar G.V., Kozur H.W., Nemirovska T.I., Schneider J.W., Wang X.-D., Weddige K., Weyer D., Work D.M., 2006. Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 318–372.

- Opluštil S., Schmitz M., Kachlik V., Štamberg S., 2016. Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late Palaeozoic Intra-Sudetic, Krkonoše-Piedmont and Mnichovo Hradiště basins (Czech Republic) based on new U-Pb CA-ID-TIMS ages. *Bulletin of Geosciences*, 91: 399–432.
- Opluštil S., Šimůnek Z., Zajíc J., Mencil V., 2013. Climatic and biotic changes around the Carboniferous/Permian boundary recorded in the continental basins of the Czech Republic. *International Journal of Coal Geology*, 119: 114–151.
- Orska J., Werner Z., 1967. Sole kamienne i potasowe. *W: Budowa geologiczna Polski*. Tom 6. Złoza surowców mineralnych (red. R. Osika): 418–438. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Ostromęcki, A., 1973. Development of the Late Paleozoic sedimentary basins of the Kaczawa Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 43: 319–362.
- Oszczepalski S., 1979. Mineralizacja polimetaliczna spągowych osadów cechsztynu w rejonie Węglińca-Zar. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 563–578.
- Oszczepalski S., 1985. Sedymentacja utworów cechsztyńskich wapienia podstawowego w rejonie Wrocławia. *Przeгляд Geologiczny*, 33: 192–198.
- Oszczepalski S., 1988. Wroclawsko sedymentacji cechsztyńskiego łupku miedzionego w południowo-zachodniej Polsce. *Przeгляд Geologiczny*, 36: 223–230.
- Oszczepalski S., Chmielewski A., 2021. Charakterystyka litologiczna i mikro-facjalna oraz środowisko sedymentacji utworów białego spągowca, łupka miedzionego i wapienia cechsztyńskiego. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 161: 68–87.
- Oszczepalski S., Chmielewski A., 2023. Charakterystyka litologiczna i mikro-facjalna oraz środowisko sedymentacji utworów formacji Noteci, białego spągowca, łupka miedzionego. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 165: 116–120.
- Oszczepalski S., Rydzewski A., 1987. Paleogeography and sedimentary model of the Kupferschiefer in Poland. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 10: 189–205.
- Oszczepalski S., Nowak G.J., Bechtel A., Żak K., 2002. Evidence of oxidation of the Kupferschiefer in the Lubin-Sieroszowice deposit: implications for Cu-Ag and Au-Pt-Pd mineralisation. *Geological Quarterly*, 46: 1–23.
- Pajchlowa M., Wagner R. (red.), 2001. *Budowa geologiczna Polski*. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1c – z. 3, Młodszy paleozoik, Perm. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Passendorfer E., 1957. Zlepnieć koperszadzki, jego geneza i wiek. *Acta Geologica Polonica*, 7: 125–162.
- Paszowski M., 1987. Wadyczne osady węglanowe w utworach czerwonego spągowca rowu Sławkowa. *Przeгляд Geologiczny*, 35: 192–194.
- Paul J., 2020. Grundlagen und Nomenklatur der Lithostratigraphie des Zechsteins. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 89: 53–58.
- Paul J., Heggemann H., Hug-Diegel N., 2020. Einführung in die Stratigraphie des Zechsteins. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 89: 19–27.
- Pawlak W., Ploch I., Stamberg S., Raczyński P., Kiersnowski H., 2024. A new early Permian actinopterygian assemblage shows environmental controls on the distribution of *Paramblypterus* (Intra-Sudetic Basin, Poland). *Geological Quarterly*, 68, 12.
- Pawlowska K., 1968a. Historia badań. *W: Budowa geologiczna Polski*. Tom I. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokolowski): 495–499. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Pawlowska K., 1968b. Góry Świętokrzyskie i przedgórze Karpat. *W: Budowa geologiczna Polski*. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokolowski): 533–548. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Paytan A., Yao W., Faul K.L., Gray E.T., 2020. Sulfur Isotope Stratigraphy. *W: Geologic Time Scale 2020* (red. F.M. Gradstein i in.): 1: 259–278.
- Peryt D., Peryt T.M., Raczyński P., Chłódek K., 2012. Foraminiferal colonization related to the Zechstein (Lopingian) transgression in the western part of the Wolsztyn Palaeo-Ridge area, Western Poland. *Geological Quarterly*, 56: 529–546.
- Peryt D., Peryt T.M., Hałas S., Raczyński P., 2016. Microfacies, foraminifers and carbon and oxygen isotopes in a basinal section of the Zechstein Limestone (Wuchiapingian): Bonikowo 2 borehole, western Poland. *Geological Quarterly*, 60: 827–839.
- Peryt T.M., 1976. Ingresja morza turyńskiego (górnym perm) na obszarze monokliny przedzudeckiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 46: 455–465.
- Peryt T.M., 1977. Cechsztyń w rejonie Wrocławia. *Kwartalnik Geologiczny*, 21: 741–756.
- Peryt T.M., 1978a. Zarys stratygrafii cechsztyńskich północnosudeckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 59–82.
- Peryt T.M., 1978b. Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedzudeckiej. *Studia Geologica Polonica*, 54.
- Peryt T.M., 1978c. Wykształcenie mikrofacjalne dolomitu głównego w północnej części monokliny przedzudeckiej. *Przeгляд Geologiczny*, 26: 163–168.
- Peryt T.M., 1981. Stromatolity w wapieniu cechsztyńskim monokliny przedzudeckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 25: 609–628.
- Peryt T.M., 1983. Osady caliche w cechsztyńskim dolomicie głównym (Ca2) okolic Kalisza. *Przeгляд Geologiczny*, 31: 252–254.
- Peryt T.M., 1984. Sedymentacja i wczesna diagenaza utworów wapienia cechsztyńskiego w Polsce zachodniej. *Prace Instytutu Geologicznego*, 109.
- Peryt T.M., 1985. A Permian beach in the Zechstein dolomites of western Poland: influence on reservoirs. *Journal of Petroleum Geology*, 8: 463–474.
- Peryt T.M., 1986a. The Zechstein (Upper Permian) Main Dolomite deposits of the Leba elevation, northern Poland: Facies and depositional history. *Facies*, 14: 151–200.
- Peryt T.M., 1986b. Chronostratigraphical and lithostratigraphical correlations of the Zechstein Limestone of Central Europe. *Geological Society Special Publications*, 22: 201–207.
- Peryt T.M., 1986c. Fossiliferous dolomites in the Upper Werra Anhydrite (Zechstein) of the Puck Bay area, northern Poland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*: 193–200.
- Peryt T.M., 1988. Cechsztyński dolomit płytowy (Ca3) w rejonie Wrocławia. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 358: 5–24.
- Peryt T.M., 1989a. Basal Zechstein in southwestern Poland: sedimentation, diagenesis, and gas accumulations. *Geological Association of Canada Special Paper*, 36: 601–625.
- Peryt T.M., 1989b. Zechstein deposition in the Polish part of the Peri-Baltic Gulf. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 37: 103–119.
- Peryt T.M., 1990a. Sedymentacja cechsztyńska na obszarze Podlasia. *Przeгляд Geologiczny*, 38: 375–382.
- Peryt T.M., 1990b. Cechsztyński anhydryt górny (A1g) na obszarze polskiej części syneklizy perybałtyckiej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 364: 5–29.
- Peryt T.M., 1991. Lower and Upper Werra Anhydrite in the Leba elevation area (northern Poland): Lithofacies and paleogeography. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*: 1189–1200.
- Peryt T.M., 1992. Debris-flow deposits in the Zechstein (Upper Permian) Main Dolomite of Poland: significance for the evolution of the basin. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 185: 1–19.
- Peryt T.M., 1994. The anatomy of a sulphate platform and adjacent basin system in the Leba sub-basin of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), northern Poland. *Sedimentology*, 41: 83–113.
- Peryt T.M., 2010. Ewaporaty cechsztyńskie bloku Gorzowa. *Przeгляд Geologiczny*, 58: 689–694.
- Peryt T.M., 2011a. Charakterystyka osadów ewaporatowych. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 131: 96–98.
- Peryt T.M., 2011b. Poziomy anhydrytowe w profilu cechsztyńskim. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 129: 49–51.
- Peryt T.M., 2021. The origin of Upper Permian basinal dolomites in SW Poland: Impact of ascending brines. *Terra Nova*, 33: 483–493.
- Peryt T., 2023. Polski basen cechsztyński. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207: 60–61.
- Peryt T.M., Antonowicz L., 1990. Facje i paleogeografia cechsztyńskiego anhydrytu dolnego (A1d) w Polsce. *Przeгляд Geologiczny*, 38: 173–180.
- Peryt T.M., Djaczyński K., 1991. An isolated carbonate bank in the Zechstein Main Dolomite Basin, western Poland. *Journal of Petroleum Geology*, 14: 445–458.
- Peryt T.M., Kasprzyk A., 1992. Stratygrafia i historia sedymentacji cechsztyńskich północnosudeckiej. *Przeгляд Geologiczny*, 40: 457–467.
- Peryt T.M., Magaritz M., 1990. Genesis of evaporite-associated platform dolomite: case study of the Main Dolomite (Zechstein, Upper Permian), Leba elevation, northern Poland. *Sedimentology*, 37: 745–761.
- Peryt T.M., Oszczepalski S., 2007. Stratygrafia serii złożowej. *W: Monografia KGHM Polska Miedź S.A.* (red. A. Piestrzyński i in.): 108–111, Allexim sp. z o.o., Wrocław.
- Peryt T.M., Peryt D., 2012. Geochemical and foraminiferal records of environmental changes during the Zechstein Limestone (Lopingian) deposition in northern Poland. *Geological Quarterly*, 56: 187–198.
- Peryt T.M., Peryt D., 2021. Foraminiferal micro-buildups (“reefs”) in the Wuchiapingian basin facies of the basal Zechstein carbonates in western Poland. *Journal of Palaeogeography*, 10: 463–481.
- Peryt T.M., Piątkowski T.S., 1977. Stromatolites from the Zechstein Limestone (Upper Permian) of Poland. *W: Fossil Algae* (red. E. Flügel): 124–135. Springer, Berlin.
- Peryt T.M., Rup M., 1987. Calcrete in the Zechstein of the Holy Cross Mts. (Central Poland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*: 679–688.
- Peryt T.M., Scholle P.A., 1996. Regional setting and role of meteoric water in dolomite formation and diagenesis in an evaporite basin: studies in the Zechstein (Permian) deposits of Poland. *Sedimentology*, 43: 1005–1023.
- Peryt T.M., Skowroński L., 2021. The stratigraphy of Zechstein strata in the East European Craton of Poland: an overview. *Geological Quarterly*, 65, 48.
- Peryt M., Taviani M., 1986. Badania izotopowe dolomitów cechsztyńskich. *Przeгляд Geologiczny*, 34: 218–219.
- Peryt T.M., Wagner R., 1998. Zechstein evaporite deposition in the Central European Basin: cycles and stratigraphic sequences. *Journal of Seismic Exploration*, 7: 201–218.
- Peryt T.M., Ważny H., 1978. Skondensowane profile wapienia cechsztyńskiego w północnej części monokliny przedzudeckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 549–570.
- Peryt T.M., Ważny H., 1980. Microfacies and geochemical development of the basin facies of the Zechstein Limestone (Ca1) in western Poland. *Contributions to Sedimentology*, 9: 279–306.
- Peryt T.M., Antonowicz L., Gąsiewicz A., Roman S., 1989. O fazach sedymentacji dolomitu głównego w Polsce północno-zachodniej. *Przeгляд Geologiczny*, 37: 187–193.
- Peryt T.M., Antonowicz L., Roman S., 1990. O sedymentacji dolomitu głównego w rejonie Buka. *Przeгляд Geologiczny*, 38: 131–136.
- Peryt T.M., Czapowski G., Gąsiewicz A., 1992. Facje i paleogeografia cechsztyńskich zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Przeгляд Geologiczny*, 40: 223–233.
- Peryt T.M., Orti F., Rosell L., 1993. Sulfate platform-basin transition of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), SW Poland: facies and petrography. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 646–658.
- Peryt T.M., Kasprzyk A., Antonowicz L., 1996a. Upper Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian) in Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 44: 121–130.
- Peryt T.M., Kasprzyk A., Czapowski G., 1996b. Basal Anhydrite and Screening Anhydrite (Zechstein, Upper Permian) in Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 44: 131–140.
- Peryt T.M., Pierre C., Gryniv S.P., 1998. Origin of polyhalite deposits in the Zechstein (Upper Permian) Zdrada Platform (northern Poland). *Sedimentology*, 45: 565–578.
- Peryt T.M., Tomassi-Morawiec H., Czapowski G., Hryniv S.P., Pueyo J.J., Eastoe C.J., Vovnyuk S., 2005. Polyhalite occurrence in the Werra (Zechstein, Upper Permian) Peribaltic Basin of Poland and Russia: evaporite facies constraints. *Carbonates and Evaporites*, 20: 182–194.
- Peryt T.M., Geluk M.C., Mathiesen A., Paul J., Smith K., 2010a. Zechstein. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 123–147. EAGE Publications b.v., Houten.
- Peryt T.M., Hałas S., Hryniv S.P., 2010b. Sulphur and oxygen isotope signatures of late Permian Zechstein anhydrites, West Poland: seawater evolution and diagenetic constraints. *Geological Quarterly*, 54: 387–400.
- Peryt T.M., Durakiewicz T., Kotarba M.J., Oszczepalski S., Peryt D., 2012a. Carbon isotope stratigraphy of the basal Zechstein (Lopingian) strata in Northern Poland. *Geological Quarterly*, 56: 285–298.
- Peryt T.M., Raczyński P., Peryt D., Chłódek K., 2012b. Upper Permian reef complex in the basinal facies of the Zechstein Limestone (Ca1), western Poland. *Geological Journal*, 46: 537–552.
- Peryt T.M., Hałas S., Peryt D., 2015. Carbon and oxygen isotopic composition and foraminifera of condensed basal Zechstein (Upper Permian) strata in western Poland: Environmental and stratigraphic implications. *Geological Journal*, 50: 446–464.
- Peryt T.M., Raczyński P., Peryt D., Chłódek K., Mikolajewski Z., 2016. Sedimentary history and biota of the Zechstein Limestone (Permian, Wuchiapingian) of the Jablonna Reef in Western Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 86: 379–413.
- Peryt T.M., Jasionowski M., Raczyński P., Chłódek K., 2020. Demise of the Jablonna Reef (Zechstein Limestone) and the onset of gypsum deposition (Wuchiapingian, west Poland): Carbonate-to-evaporite transition in a saline giant. *Journal of Palaeogeography*, 9, 18.
- Petrascheck W.E., 1936. Die Bildung der Kupfererz im mittelsudetischen Rotliegendes. *Geologische Rundschau*, 27: 96–98.
- Piątkowska L., 1978. Wykształcenie mikrofacjalne wapienia cechsztyńskiego w rejonie Trzebnicy na monoklinie przedzudeckiej. *Przeгляд Geologiczny*, 26: 186–188.
- Piątkowska L., 1982. Petrografia utworów cechsztyńskich. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 54: 219–225.
- Piątkowski T.S., 1980. Utwory algowe wapienia cechsztyńskiego (Ca1) syneklizy perybałtyckiej. *CAG, Warszawa* [nr inw. 28327].
- Piątkowski T., 1988. Petrografia utworów cechsztyńskich. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 65: 221–227.
- Piekarska E., Kwiatkowski S., 1975. Microfacial analysis of the Zechstein Limestone in the eastern Part of the Peri-Baltic Syncline (Preliminary report). *Acta Geologica Polonica*, 25: 79–114.
- Pieńkowski G., 1989. Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyń/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. *Przeгляд Geologiczny*, 37: 237–244.
- Pieńkowski G., 1991. Facies criteria for delimitating Zechstein/Buntsandstein and Permian/Triassic boundaries in Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*: 893–912.
- Piesterzyński A. (red.), 1996. *Monografia KGHM Polska Miedź S.A. CBPM „Cuprum”, Lubin*.
- Piesterzyński A., Banaszak A., Zaleska-Kuczmiarczyk M. (red.), 2007. *Monografia KGHM Polska Miedź S.A., wyd. II. Allexim sp. z o.o., Wrocław*.
- Pizon A., Peryt T.M., Dębski J., 1985. Środowisko powstania polihalitów cechsztyńskich w rejonie Zatoki Puckiej. *Przeгляд Geologiczny*, 33: 659–663.
- Plein E., 1978. Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 129: 71–97.
- Ploch I., Kiersnowski H., 2018. Early Permian tetrapod footprints from the Central Sudetes (Poland) – new perspectives. *W: 5th International Paleontological Congress, Abstract book*: 1063.
- Poborska-Młynarska K., 1984. Paleogeograficzne tło pewnej nieciągłości w sedymentacji cechsztyńskim salinarnym w rejonie kujawskim. *W: Materiały Konferencji Naukowej „Perspektywy surowcowe wielkopolskiej części basenu środkowoeuropejskiego”, seria Geologia, UAM, (11): 97–98*.
- Poborski J., 1959. Skąły solne na tle ogólnej klasyfikacji. *Zeszyty Naukowe AGH, 22, Geologia*, 3: 75–80.
- Poborski J., 1968. Facja salinarna. *W: Budowa geologiczna Polski*. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokolowski): 522–526. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Poborski J., 1969. Rozwój idei potasonośnego zagłębia gdańskiego w systemie permskim. *Przeгляд Geologiczny*, 17: 231–235.
- Poborski J., 1975. O halogenicznych zjawiskach krasowych w permie górnym na wyniesieniu Łęby. *Przeгляд Geologiczny*, 23: 325–328.
- Poborski J., 1980. Discontinuity in Upper Permian (Zechstein) succession of evaporites in Eastern Pomerania, Poland. *W: 5th Symposium on Salt*, 2: 153–157. Northern Ohio Geological Society, Cleveland.
- Poborski J., Prochazka K., Wala A., 1956. Sole potasowo-magnezowe w złożach Inowrocławia i Wapna. *Acta Geologica Polonica*, 6: 337–370.
- Podemski M., 1965. Rozwój sedymentacji utworów cechsztyńskich w rejonie Lubin Legnicki-Sieroszowice. *Kwartalnik Geologiczny*, 9: 115–128.
- Podemski M., 1972. Cechsztyńskie sole kamienne i potasowe cyklotemów Z2 i Z3 w okolicach Nowej Soli. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 260: 5–51.
- Podemski M., 1973. Sedymentacja cechsztyńska w zachodniej części monokliny przedzudeckiej na przykładzie okolic Nowej Soli. *Prace Instytutu Geologicznego*, 71.
- Podemski M., 1974a. Stratygrafia utworów cechsztyńskich zachodniej części niecki północnosudeckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 18: 729–748.
- Podemski M., 1974b. Wyniki dotychczasowych badań soli potasowych w strefie przedzudeckiej. *Przeгляд Geologiczny*, 22: 7–12.
- Pokorski J., 1971. Perm dolny obniżenia podlaskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 15: 589–604.
- Pokorski J., 1972. Perm dolny. *W: Ropo i gazonośność obniżenia podlaskiego na tle budowy geologicznej. Część II: Warunki występowania bituminów w obniżeniu podlaskim* (red. J. Calikowski, S. Depowski). *Prace Geostrukturalne* (red. B. Areń): 180–182.
- Pokorski J., 1974. Czerwony spągowiec platformy prekambryjskiej – miąższość i facje. *Kwartalnik Geologiczny*, 18: 80–89.
- Pokorski J., 1976a. Czerwony spągowiec, warstwy dańrowskie i miasteczkie. *Prace Instytutu Geologicznego*, 79: 10–18.
- Pokorski J., 1976b. The Rotliegendes of the Polish Lowlands. *Przeгляд Geologiczny*, 24: 318–324.
- Pokorski J., 1978a. Mapa paleogeograficzna schyłku saksonu (1:1000 000). *W: Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski* (red. S. Depowski). *Inst. Geol. Warszawa*.
- Pokorski J., 1978b. Zarys rozwoju basenu czerwonego spągowca na obszarze Niżu Polskiego. *Przeгляд Geologiczny*, 26: 686–693.
- Pokorski J., 1978c. Czerwony spągowiec w południowo-wschodniej części basenu podlaskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 537–547.
- Pokorski J., 1980. Czerwony spągowiec. *W: Dokumentacja wyników otworu badawczego Czaplinek IG 2* (red. A. Raczyńska, A. Ryl). *CAG, Warszawa*. [nr inw. 126488].
- Pokorski J., 1981a. Paleogeography of the Upper Rotliegendes in the Polish Lowland. *W: International Symposium on Central European Permian, Proceedings*: 56–68.
- Pokorski J., 1981b. Propozycja formalnego podziału litostratygicznego czerwonego spągowca na Niżu Polskim. *Kwartalnik Geologiczny*, 25: 41–58.
- Pokorski J., 1987. Czerwony spągowiec. *Prace Instytutu Geologicznego*, 119: 51–64.
- Pokorski J., 1988a. Rotliegendes lithostratigraphy in north-western Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 36: 99–108.
- Pokorski J., 1988b. Mapy paleotektoniczne czerwonego spągowca w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 15–32.
- Pokorski J., 1989. Evolution of the Rotliegendes Basin in Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 37: 49–55.
- Pokorski J., 1990. Czerwony spągowiec porzeża Pomorza Zachodniego i przyległego akwenu Bałtyku. *Kwartalnik Geologiczny*, 34: 79–92.
- Pokorski J., 1997. Perm dolny (czerwony spągowiec). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 113: 35–62.
- Pokorski J., 1998a. Górny czerwony spągowiec; podgrupa Drawy i Noteci. *Miąższość* (Tabl. 4). *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.). *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Pokorski J., 1998b. Mapy paleogeograficzne czerwonego spągowca, tab. 2, 3, 4, 10. *W: Atlas epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.). *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Pokorski J., 1998c. Czerwony spągowiec. *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.). *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Pokorski J., Kühn D., 1978. Mapa litofacjalna ilościowa saksonu. *W: Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski* (red. S. Depowski). *Inst. Geol., Warszawa*.
- Pokorski J., Modliński Z. (red.), 2012. *Mapa geologiczna południowego Bałtyku bez utworów permu i młodszych. Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Pokorski J., Wagner R., 1972. Stratygrafia i paleogeografia permu. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 252: 121–134.
- Poprawa P., Jaroński M., Pepel A., Kiersnowski H., Jawor E., 2001. Ewolucja tektoniczna rejonu Liplas-Tarnawa – analiza subsyduencji, badania mezostrukturalne oraz analiza danych sejsmicznych i grawimetrycznych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 174: 143–160.
- Protas A., 1982. Zmienność form i struktur stromatolitów w zależności od środowiska na przykładzie utworów dolomitu głównego NW Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 26: 96–116.
- Protas A., 2000. Najstarszy cechsztyń podłoża Wielkopolski. *W: Geologia i ochrona środowiska Wielkopolski*, 47–57.
- Pusch G.G., 1833. *Geognostische Beschreibung von Polen, so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder*. T. 1. Stuttgart u. Tübingen.
- Raczyński P., 1996. Paleontologiczne i sedymentologiczne wskaźniki warunków powstawania osadów cechsztyńskich w niecce północnosudeckiej. *Arch. Uniwersytetu Wrocławskiego*. [rozpr. doktor.]
- Raczyński P., 1997. Warunki sedymentacji osadów cechsztyńskich w niecce północnosudeckiej. *Przeгляд Geologiczny*, 45: 693–699.
- Raczyński P., 2010. North-Sudetic Basin: nearshore carbonate and siliciclastic deposits. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 142–143. EAGE Publications b.v., Houten.
- Raczyński P., Mastalerz K., 1996. Nowe znaleziska i stanowiska kopalnej flory i fauny w osadach czerwonego spągowca Sudetów. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1795, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 52: 107–116.

- Raczyński, P., Kurowski, L., Mastalerz, K., 1998. Litostratygrafia i ewolucja basenu północnosudeckiego na przełomie paleozoiku i mezozoiku. *W: Materiały VII Krajowego Spółkania Sedymetologów*: 75–100.
- Raczyński P., Peryt T.M., Peryt D., 2016. Sedimentary history of two Zechstein Limestone carbonate buildups (Elzbieciny and Racot) in western Poland: The reefs that were. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 167: 191–210.
- Raczyński P., Peryt T.M., Strobel W., 2017. Sedimentary and environmental history of the Late Permian Bonikowo Reef (Zechstein Limestone, Wuchiapingian), western Poland. *Journal of Palaeogeography*, 6: 183–205.
- Reimann M., Richter M., 1991. Lithological sequence of the Main Anhydrite (Zechstein 3) in the Pila IG 1 borehole (Poland) in comparison with the normal sequence in the Hannover area (NW Germany). *Przegląd Geologiczny*, 39: 203–206.
- Retallack G.J., Greaver T., Jahren A.H., Smith R.M.H., Sheldon N.D., Metzger C.A., 2006. Middle-Late Permian mass extinction on land. *GSA Bulletin*, 118: 1398–1411.
- Rhys G.H., 1975. A proposed standard lithostratigraphic nomenclature for the southern North Sea. *W: Petroleum and the continental shelf of north-west Europe* (red. A.W. Woodland): 1: 151–163. *Geology Applied Science Publishers*, London.
- Richter-Bernburg G., 1955a. Über salinare Sedimentation. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 105: 593–645.
- Richter-Bernburg G., 1955b. Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 105: 843–854.
- Roemer F., 1870. *Geologie von Oberschlesien*. Nischkowsky, Breslau.
- Roscher M., Schneider J.W., 2006. Permo-Carboniferous climate; Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of Central Europe in a regional and global context. *Geological Society Special Publications*, 265: 95–136.
- Roscher M., Berner U., Schneider J.W., 2008. A tool for the assessment of the paleo-distribution of source and reservoir rocks. *Oil Gas European Magazine*, 34: 131–137.
- Rup M., 1988. Uwagi o wykształceniu cyklu PZ2 w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 36: 238–240.
- Rydzewski A., 1969. Petrografia łupków miedzionożnych cechszynu na monoklinie przedsudeckiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 217: 113–167.
- Rydzewski A., Śliwiński W., 2007. Litologia skał złożowych. *W: Monografia KGHM Polska Miedz SA*, wyd. II (red. A. Piestrzyński i in.): 111–115. *Alexim sp. z o.o.*, Wrocław.
- Ryka W., 1978. Skały wylewne czerwonego spagowca w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 26: 694–697.
- Ryka W., 1981. Some problems of the Autunian volcanism in Poland. *W: International Symposium on Central European Permian*, Proceedings: 165–180.
- Ryka W., 1989. Rotliegendes volcanic, sediment lithologies and paleoenvironments, and Polish basin history; an overview. *Geological Association of Canada Special Paper*, 36: 627–633.
- Saitoh M., Isozaki Y., 2021. Carbon isotope chemostratigraphy across the Permian-Triassic Boundary at Chaotian, China: Implications for the global methane cycle in the aftermath of the extinction. *Frontiers in Earth Science*, 8, 596178.
- Sawicki L., 1995. Budowa wschodniej części bloku przedsudeckiego. *W: Materiały Sesji 66 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 12–18.
- Sawłowicz Z., 1989. Isotopic composition of C, O, S in the organic-rich copper-bearing shale from the Kupferschiefer in Poland. *Archiwum Mineralogiczne*, 44: 5–19.
- Schneider J., Gebhardt U., 1993. Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm, Nord- und Ostdeutschland). *Geologisches Jahrbuch*, A 131: 57–98.
- Schneider J.W., Köorner F., Roscher M., Kroner U., 2006. Permian climate development in the northern peri-Tethys area – the Lodève basin, France Massif Central, compared in European and global context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 161–183.
- Schneider J.W., Werneburg R., Voigt S., Röfler R., Spindler F., Scholze F., Roscher M., 2024. Karbon und Perm im Thüringer-Wald-Becken – ein euramerisches Referenzprofil für regionale und globale Prozesse. *W: Die Rotliegend-Fauna des Thüringer Waldes* (red. R. Wernenburg, J.W. Schneider): 257–268. *Naturhistorisches Museum Schloss Bertholdsburg Schleusingen*.
- Schröder L., Plein E., Bachmann, G.H., Gast R.E., Gebhardt U., Graf R., Helmut H.-J., Pasternak M., Proth H., Sussmuth S., 1995. Stratigraphische Neugliederung des Rotliegend im Norddeutschen Becken. *Geologisches Jahrbuch*, A 148: 3–21.
- Şengör A.M.C., Atayman S., 2009. The Permian extinction and the Tethys: an exercise in global geology. *GSA Special Paper*, 448: 1–96.
- Siedlecka A., 1964. Osady permu na północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia Górnośląskiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 34: 309–394.
- Siedlecka A., 1968. Perm. Perm dolny (czerwony spagowiec). *Wyżyna śląsko-krakowska. W: Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 1. Prekambryj i paleozoik* (red. S. Sokolowski): 508–513. *Wydaw. Geol.*, Warszawa.
- Siedlecki S., 1952. Podłoże melafiru w Regulicach i problem genezy zlepieńców myślachowickich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 80: 103–129.
- Siedlecki S., 1956. Przewodnik wycieczki w okolicie Krzeszowic i Chrzanowa XXVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 24: 449–462.
- Siedlecki S., 1958. Problemy stratygrafii najwyższego karbonu i najniższego permu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 544–552.
- Siedlecki S., Zabiński W., 1953. Tufit melafiry i niższy pstry piaskowiec w Alwerni. *Acta Geologica Polonica*, 3: 441–468.
- Šimůnek Z., Ploch I., 2022. The new flora from the Permian of the Intrasudetic Basin, Poland. *Geologia Croatica*, 75: 199–209.
- Skompski S., 2012. Perm. *W: Góry Świętokrzyskie 25 najważniejszych odsłoneń geologicznych* (red. S. Skompski): 15–16. *Uniwersytet Warszawski Wydział Geologii*, Warszawa.
- Šliaupa S., Čyžienė J., 1999. Perloja Formation lithofacies in southern Lithuania. *Geologija*, 28: 46–59.
- Słodczyk E., Pietranik A., Glynn S., Wiedenbeck M., Breikreuz C., Dhuime B., 2018. Contrasting sources of Late Paleozoic rhyolite magma in the Polish Lowlands: evidence from U-Pb ages and Hf and O isotope composition in zircon. *International Journal of Earth Sciences*, 107: 2065–2081.
- Słodczyk E., Przybyło A., Pietranik A., Lukacs R., 2023. Diverse magma evolution recorded in trace element composition of zircon from Permo-Carboniferous rhyolites (NE German Basin, NW Polish Basin). *International Journal of Earth Sciences*, 112: 2205–2222.
- Slotwiński M., Burliga S., 2023. Controls on evaporite facies distribution during the early phases of the Zechstein Basin development (Zechstein 1, Upper Permian): Implications from the marginal part of the basin in SW Poland. *Sedimentary Geology*, 453, 106439.
- Słowakiewicz M., Mikołajewski Z., 2009. Sequence stratigraphy of the Upper Permian Zechstein Main Dolomite carbonates in the western Poland, a new approach. *Journal of Petroleum Geology*, 32: 215–234.
- Słowakiewicz M., Mikołajewski Z., 2011. Upper Permian Main Dolomite microbial carbonates as potential source rocks for hydrocarbons (W Poland). *Marine and Petroleum Geology*, 28: 1572–1591.
- Słowakiewicz M., Kiersnowski H., Wagner R., 2009. Correlation of the Middle and Upper Permian marine and terrestrial sedimentary sequences in Polish, German, and USA Western Interior Basins with reference to global time markers. *Palaeoworld*, 18: 193–211.
- Słowakiewicz M., Tucker M.E., Perri E., Pancost R.D., 2015. Nearshore euxinia in the photic zone of an ancient sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 426: 242–259.
- Słowakiewicz M., Perri E., Tucker M.E., 2016. Micro- and nanopores in tight Zechstein 2 Carbonate facies from the Southern Permian Basin, NW Europe. *Journal of Petroleum Geology*, 39: 149–168.
- Słownik stratygraficzny, 1968. *Wydaw. Geol.*, Warszawa.
- Smith D.B., Harwood G.M., Pattison J., Pettigrew T.H., 1986. A revised nomenclature for Upper Permian strata in eastern England. *Geological Society Special Publications*, 22: 9–17.
- Sokolowski J., 1967. Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geologia Sudetica*, 3: 297–367.
- Sokolowski S. (red.), 1968. *Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 1. Prekambryj i paleozoik*. *Wydaw. Geol.*, Warszawa.
- Sonnenfeld P., 1984. Brines and Evaporites. *Academic Press*, Orlando.
- Stańczyk-Stasiak I., 1976. Utwory epigenetyczne w kopalniach soli regionu kujawskiego. *Prace Geologiczne*, 90.
- Stasik I., 1979. Pozycja stratygraficzna zubrów w profilu cechszynu salinarnego w rejonie kujawskim. *Przegląd Geologiczny*, 27: 326–327.
- Stępniewski M., 1973. Niektóre pierwiastki śladowe w cechsztyńskich minerałach solnych z rejonu Zatoki Puckiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 272: 7–68.
- Steiner M.B., 2006. The magnetic polarity timescale across the Permian-Triassic boundary. *Geological Society Special Publications*, 265: 15–38.
- Stolarczyk F., 1972. Nowe dane o permie wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 16: 113–130.
- Štamberg S., 2021. Actinopterygians of the Broumov Formation (Permian) in the Czech part of the Intra-Sudetic Basin (the Czech Republic). *Fossil Imprint*, 77: 73–101.
- Strohmer C., Strauss C., 1996. Sedimentology and palynofacies of the Zechstein 2 Carbonate (Upper Permian, Northwest Germany): implications for sequence stratigraphic subdivision. *Sedimentary Geology*, 102: 55–77.
- Strohmer C., Voigt E., Zimdars J., 1993. Einfluss von Eustasie und Palaorelief auf die sedimentologische und diagenetische Entwicklung der Zechstein 2 Karbonate (Ober-Perm, Nordost-Deutschland). *Erdöl Erdgas Kohle*, 109: 445–450.
- Strohmer C., Voigt E., Zimdars J., 1996a. Sequence stratigraphy and cyclic development of Basal Zechstein carbonate-evaporite deposits with emphasis on Zechstein 2 off-platform carbonates (Upper Permian, Northeast Germany). *Sedimentary Geology*, 102: 33–54.
- Strohmer C., Antonini M., Jäger G., Rockenbauch K., Strauss C., 1996b. Zechstein 2 carbonate reservoir facies distribution in relation to Zechstein sequence stratigraphy (Upper Permian, Northwest Germany): an integrated approach. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 20: 1–35.
- Swift A., 1986. The conodont *Merrillina divergens* (Bender, Stoppel) from the Upper Permian of England. *Geological Society Special Publications*, 22: 55–62.
- Swift A., 1995. Conodonts from the Late Permian and Late Triassic of Britain. *Monographs of the Palaeontographical Society*, 598.
- Swift A., Aldridge R.J., 1985. Conodonts of the Permian system from Great Britain. *W: A Stratigraphical Index of Conodonts* (red. A.C. Higgins, R.C. Austin): 228–236. *Ellis Horwood*, Chichester.
- Szaniawski H., 1966. Rozwój facyjny i paleogeografia cechszynu w rejonie wyniesienia Łęby. *Acta Geologica Polonica*, 16: 229–247.
- Szaniawski H., 1969. Conodonts of the Upper Permian of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 14: 325–341.
- Szaniawski H., 1970. Stratygrafia, sedimentacja i paleogeografia cechszynu na obszarze Pomorza. *Pomerania. Acta Geologica Polonica*, 20: 485–538.
- Szaniawski H., 2001. Typ Incertae sedis. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1c – z. 3, Młodszy paleozoik, Perm* (red. M. Pajchlowa, R. Wagner): 85–86. *Wydaw. Geol.*, Warszawa.
- Szulc J., Becker A., Mader A., 2015. Perm i trias – nowe otwarcie w historii Gór Świętokrzyskich. *W: 84 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 11–17.
- Szulczewski M., 1995. Depositional evolution of the Holy Cross Mountains in the Devonian and Carboniferous – a review. *Geological Quarterly*, 39: 471–488.
- Szurles M., 2020. Magnetostratigraphy of the Zechstein: implications for the Late Permian geological time-scale. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 89: 129–143.
- Szyperko-Śliwczynska A., 1980. Litostratygrafia pstrego piaskowca w Polsce i projekt jej usystematyzowania. *Kwartalnik Geologiczny*, 24: 275–297.
- Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedimentacyjnego pstrego piaskowca na obszarze Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 53–72.
- Śliwiński S., 1965. Geologia obszaru siewierskiego. *Prace Geologiczne*, 25.
- Śliwiński W., 1980. A model for caliche formation in the continental Permian deposits of southwestern Intra-Sudetic Basin, southwestern Poland. *Geologica Sudetica*, 15: 83–104.
- Śliwiński W., 1984. W sprawie rewizji stratygraficznej warstw z Chełmska Śląskiego (perm niecki śródsudeckiej). *Geologia Sudetica*, 18 (2): 167–174.
- Śliwiński W., 1988. Brzeżne facje cechszynu w niecce północnosudeckiej. *W: Wybrane zagadnienia geologii złóż Polski Zachodniej – Konferencja naukowa w 100-lecie urodzin profesora Józefa Zwierzycykiego*: 143–166.
- Śliwiński W., 2000. Rozwój mineralizacji miedziowej w utworach permu monokliny przedsudeckiej – uwarunkowania sedimentacyjno-diagenetyczne. *Acta Universitatis Wratislaviensis, 2197. Geologia-Mineralogiczne*, 68: 7–36.
- Śliwiński W., Raczyński P., Wojewoda J., 2003. Sedymencja utworów epiwaryscyjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. *W: Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędz. 119–126.*
- Tarka R., 1989. Thermal polygons in the Zechstein salt. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 37: 57–61.
- Tokarski A., 1967. Lingula w białym spagowcu. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN*, 10: 634–638.
- Tomasik J., 1990. Allostratygrafia, rozwój osadów i środowisko sedimentacji czerwonego spagowca w obniżeniu podlaskim. *Technika Poszukiwań Geologicznych*, (5): 43–53.
- Tomasi-Morawiec H., 1990. Geochemia bromu w utworach najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 364: 31–59.
- Tomasi-Morawiec H., 2003. Charakterystyka geochemiczna najstarszej soli kamiennej (Na1) w rejonie Zatoki Puckiej. *Przegląd Geologiczny*, 51: 693–702.
- Tomasi-Morawiec H., 2006. Chemostratygrafia cechsztyńskich soli kamiennych w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 54: 315–316.
- Tomasi-Morawiec H., Czapowski G., Bornemann O., Schramm M., Misiek G., 2009. Wzorcowe profile bromowe dla solnych utworów cechszynu w Polsce. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 25: 75–143.
- Tomasi-Morawiec H., Wachowiak J., Czapowski G., 2019. Geochemia i wykształcenie skał zubrowych górnego permu (cechszzyn) w obszarze Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 477: 69–122.
- Tomaszewski J.B., 1962a. Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 7: 547–551.
- Tomaszewski J.B., 1962b. Utwory solne cechszynu monokliny przedsudeckiej w rejonie Lubin-Sieroszowice. *Przegląd Geologiczny*, 10: 668–671.
- Tomaszewski J.B., 1978. Budowa geologiczna okolic Lubina i Sieroszowice (Dolny Śląsk). *Geologia Sudetica*, 13: 85–132.
- Tomaszewski J.B., 1981. Development of Zechstein deposits in the vicinity of Lubin and Sieroszowice. *W: International Symposium on Central European Permian*, Proceedings: 341–355.
- Tomaszewski J.B., 1985. Złoże rudy miedziowo-polimetalicznych monokliny przedsudeckiej i jego związki z osadami cechszynu. *Przegląd Geologiczny*, 33: 375–385.
- Tomaszewski J.B., 1991. Lithology and genesis of the Border Dolomite in SW Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*: 1047–1056.
- Tomaszewski J.B., Cygan J., 1986. Występowanie, petrografia i geneza dolomitu granicznego w cechszynie okolic Lubina. *Geologia Sudetica*, 21 (2): 259–275.
- Tomaszewski J.B., Kienig E., 1972. Zagadnienie dolomitu lubińskiego w osadach cechszynu monokliny przedsudeckiej. *CBiPM "Cuprum"*, 2: 26–33.
- Traverse A., 2007. *Paleopalynology* (2nd ed.). Springer, Berlin.
- Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2017. Paleogeografia w zapisie sedimentacyjnym formacji z Siodła Górach Świętokrzyskich (perm górny–trias dolny). *Przegląd Geologiczny*, 65: 227–233.
- Tucker M.E., 1991. Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of north-east England and adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society*, 148: 1019–1036.
- Turnau E., Żelaźniewicz A., Franke W., 2002. Middle to early late Viséan onset of late orogenic sedimentation in the Intra-Sudetic Basin, West Sudetes: miopore evidence and tectonic implication. *Geologia Sudetica*, 34: 9–16.
- Van Adrichem Boogaert H.A., Kouwe W.F.P., 1994. Stratigraphic nomenclature of the Netherlands; revision and update by RGD and NOGIPA, Section D Permian. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 50.
- Van Ojik K., Böhm A.R., Cremer H., Geluk M.C., De Jong M.G.G., Mijlief H.F., Nio S.D., 2011. The rationale for an integrated stratigraphic framework of the Upper Rotliegend II depositional system in the Netherlands. *SEPM Special Publication*, 98: 37–48.
- Visscher H., 1971. The Permian and Triassic of the Kingscourt Outlier, Ireland. A palynological investigation related to regional stratigraphic problems in the Permian and Triassic of western Europe. *Geological Survey of Ireland Special Paper*, 1.
- Voigt S., Niedzwiedzki G., Raczyński P., Mastalerz K., Ptaszyński T., 2012. Early Permian tetrapod ichnofauna from the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 313: 173–180.
- Von Struensee G., 2020. Die Erforschungsgeschichte des Zechsteins. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 89: 29–40.
- Vozárová A., Vozár J., 1988. Late Paleozoic in West Carpathians. *Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava*.
- Wagner R., 1968. Cechszyn w rejonie strefy dyslokacyjnej Koszalina. *Przegląd Geologiczny*, 16: 243–244.
- Wagner R., 1976. Cechszyn. *Prace Instytutu Geologicznego*, 79: 18–39.
- Wagner R., 1978. Stratygrafia. *W: Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski* (red. S. Depowski), część tekstowa: 9. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Wagner R., 1979. Kilka uwag w sprawie pozycji stratygraficznej i litofacji zubrów cechsztyńskich w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 27: 327–328.
- Wagner R., 1986. Problemy formalnej litostratygrafii cyklotemów ewaporatowych na przykładzie cechszynu. *Przegląd Geologiczny*, 34: 250–254.
- Wagner R., 1987a. Stratigraphy of the uppermost Zechstein in North-western Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 35: 265–273.
- Wagner R., 1987b. Stratygrafia i charakterystyka litologiczna – cechszyn. *Prace Instytutu Geologicznego*, 69: 64–81.
- Wagner R., 1988. Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 33–52.
- Wagner R., 1991. Stratigraphie des höchsten Zechsteins in Polnischen Zentralbecken. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*: 883–892.
- Wagner R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 146.
- Wagner R., 1997. Perm górny (cechszyn). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 63–82.
- Wagner R., 1998. Tablica 8. Paleogeografia cechszynu, cyklotem PZ4. *W: Dadlez i in. (red.)*, Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Wagner R. (red.), 2008. *Tabela stratygraficzna Polski, Polska pozakarpacka*. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Wagner R., 2009. Cechszyn. *W: Supplement do Tabeli stratygraficznej Polski* (red. R. Wagner): 55–59. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Wagner R., 2018. Cechszyn na paleostrukturze Unistawia. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 65–75.
- Wagner R., Peryt T.M., 1997. Possibility of sequence stratigraphic subdivision of the Zechstein in the Polish Basin. *Geological Quarterly*, 41: 457–474.
- Wagner R., Piątkowski T.S., Peryt T.M., 1978. Polski basen cechsztyński. *Przegląd Geologiczny*, 26: 673–686.
- Wagner R., Peryt T.M., Piątkowski T.S., 1981. The evolution of the Zechstein sedimentary basin in Poland. *W: Proceedings of the International Symposium on Central European Permian*, 69–83.
- Warren J.K., 2016. *Evaporites – A Geological Compendium*. Springer.
- Waśkiewicz K., Kiersnowski H., 2023. Czerwony spagowiec w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 166: 76–88.
- Werneburg R., Kiersnowski H., 1996. A discosauroiscoid amphibian from the Rotliegend of the Intrasudetic Basin in Poland and its biostratigraphic importance. *Prace Geologiczne-Mineralogiczne*, 52, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1795: 117–124.
- Werner Z., 1972. Złoże soli potasowych w rejonie Zatoki Puckiej. *W: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 37–46.
- Werner Z., Poborski J., Orska J., Bąkowski J., 1960. Złoże solne w Kłodawie w zarysie geologiczno-górnictwem. *Prace Instytutu Geologicznego*, 30 (2): 467–494.
- Wierzchowska-Kicułowa K., 1984. Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. *Geologia Sudetica*, 19 (1): 121–142.
- Wojewoda J., 1994. Tectonic control of lacustrine basin development – sedimentary record. *W: IGCP 324 "GLOPALS"*. Explanatory Notes. Field Excursion to the Intrasudetic Basin. *Stop 1* (Ścinawka Górna) *Walchia Shale*: 9–16.
- Wojewoda J., 2008. Aluwialno-stożkowe osady górnego czerwonego spagowca (sakson: artinsk-tatar) w synklinorium śródsudeckim (formacja z Radkowa/Trutnova). *W: Polska Konferencja Sedymetologiczna POKOS'3*, *Przewodnik*: 66–82.
- Wojewoda J., 2019. The Intrasudetic Basins and Synclinalorium in the extensional model of the Sudetes evolution – environmental and paleogeographic schemes. *W: 20th Czech-Polish Workshop on Recent Geodynamics of the Sudeten and the Adjacent Areas*: 23–28.
- Wojewoda J., 2022. Paleogeografia Dolnego Śląska. *Poznanie Świata: Dzieła i Dzieje Człowieka*, 23: 31–58.
- Wojewoda J., Kowalski A., 2016. Rola południowo-sudeckiej strefy ścinania w ewolucji Sudetów. *W: Wyzwania Polskiej Geologii: 3. Polski Kongres Geologiczny. Wycieczka 2.2.*: 21–43.
- Wojewoda J., Mastalerz K., 1989. Ewolucja klimatu oraz allokliczność i autokliczność sedimentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. *Przegląd Geologiczny*, 37: 173–180.
- Wołkowicz S., 1988. O sedimentacji dolnopermskich łupków walchowych z Ratna Dolnego (depresja śródsudecka). *Przegląd Geologiczny*, 36: 214–218.
- Wróblewska S., Wójcicka A., 2023. Pakiet danych geologicznych do postępowania przetargowego na poszukiwanie i rozpoznawanie złóż ropy naftowej i gazu ziemnego oraz wydobywanie ropy naftowej i gazu ziemnego ze złóż. *Obszar przetargowy Kolo*; [https://bip.mos.gov.pl/fileadmin/user\\_upload/bip/](https://bip.mos.gov.pl/fileadmin/user_upload/bip/)

## Literatura

- koncesje\_geologiczne/ogloszenia/przetargi\_weglowodorowe/VI\_runda\_2022/Kolo.pdf [dostęp: 23.10.2025]
- Wyżykowski J., 1958. Poszukiwania rud miedzi na obszarze strefy przed-sudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 6: 17–22.
- Wyżykowski J., 1964. Utwory czerwonego spągowca na przedgórzu Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 12: 319–323.
- Yang C.S., Baumfalk Y.A., 1994. Milankovitch cyclicity in the Upper Rotliegend Group of The Netherlands offshore. *IAS Special Publications*, 19: 47–61.
- Yang C.S., Nio S.D., 1993. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to the Upper Rotliegend in the Netherlands offshore. *AAPG Memoir*, 58: 285–316.
- Zagorodnykh V.A., Dovbnya A.V., Zhamoida V.A., 2001. Stratigrafiya Kaliningradskogo regiona. Ministerstvo prirodnykh resursov Rossii, Kaliningrad. (po rosyjsku)
- Zając A., Maćkowski T., 2018. Reservoir interpretation of Rotliegend seismic reflections in the central part of the Mid-Polish Trough. *Marine and Petroleum Geology*, 89: 300–312.
- Zaręczny S., 1894. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu trzeciego. Wydaw. Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności, Kraków.
- Zbroja S., Kuleta M., Migaszewski Z., 1998. Nowe dane o zlepieńcach z kamieniołomu „Zygmuntówka” w Górach Świętokrzyskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 379: 41–59.
- Ziegler P.A., 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. 2nd edition, Geological Society Publishing House Bath.
- Żaba J., 1999. Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 166.
- Żelichowski A.W., 1987. Karbon. *Prace Instytutu Geologicznego*, 119: 26–51.